

豪雨の特徴とメカニズム

武田 喬 男

1. はじめに

わが国では、毎年、6月から10月にかけて、特に梅雨期に豪雨が起り、多くの災害がもたらされている。57年7月23日から24日にかけて長崎県に起った豪雨では、最大一時間雨量として187 mmの雨量が記録されたが、これはこれまでのわが国の一時間雨量の最大記録を越えるものである。また、長崎豪雨では、三時間雨量としても、366 mmという大きな雨量が記録されている。豪雨または大雨という言葉は広く用いられているが、気象学的には明確に定義されていないものである。一日100 mmを越す雨が降った時、あるいは、年平均雨量の10%程度の降雨があった時、降雨災害がしばしば起ることから、むしろ災害の観点で、一日以内に100 mmないし200 mmの雨量をもたらす雨を豪雨あるいは大雨ということが多い。

日本の豪雨の大きな特徴は、多量の雨が広い領域に降るのではなく、100 km四方以下の領域に数時間から一日位の時間に多量の雨が集中して降ることである。一時間以下の雨量、あるいは一日以上の雨量としては、驚くような値を一般には示さないが、一時間から一日までの時間帯の雨量では、地球上の他の地域の雨と比べても大変大きな値を示すことである。つまり、集中豪雨がしばしば起ることである。以下、わが国の豪雨の特徴を述べると共に、その形成機構を考察することにする。

2. 中規模じょう乱

一般に、降雨は空間的に様に降るのではなく、ある空間スケールにまとまって起る。図1は、しばしば豪雨をもたらす梅雨前線について、その周辺の雲あるいは降雨の分布を示したものである。図1 aの白い部分は、気象衛星からみた雲領域であり、東西数1,000 km以上にわたってバンド状にのびている。その中の黒い部分は、特に雲が集まっている領域であり、1,000 km程度の空間スケールをもつ中間規模じょう乱とよばれるものである。梅雨前線上には、このような中間規模じょう乱が数個存在していて、それらの通過に伴ない降雨が強まる。図2に示す九州の面積雨量の時間変化は、A、B、Cの中間規模じょう乱の通過に伴い、三日間に三回降雨が強まっていたことを示している。図1 bに示すように、この中間規模じょう乱は、一つの小さな低気圧のように中心に低圧部をもつと共に

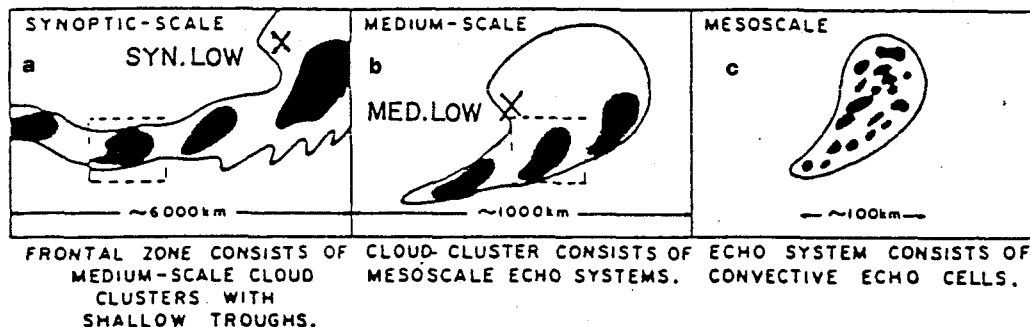


図1 梅雨前線付近の雲および降雨の分布(秋山, 1983)

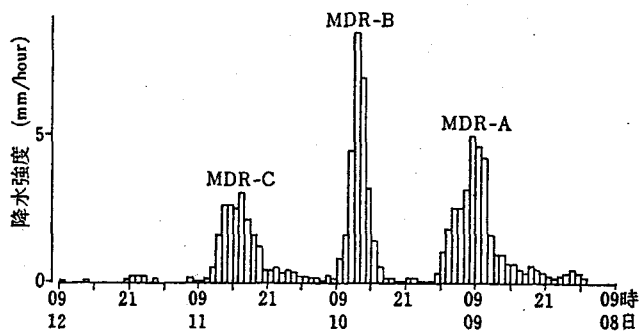


図2 53年7月8日から12日にかけての九州の面積雨量の時間変化(秋山, 1978)

その内部構造として、100 km前後の空間スケールのレーダーエコーをいくつか含んでいる(この空間スケールの現象は中規模現象とよばれている)。すなわち、降雨の強いところが中規模現象として存在しているわけで、それらはそれぞれ数時間は存続するものである。梅雨前線付近に起る集中豪雨はこれらが発達したものである。注目すべきことは、図1cに示すように、これら中規模のレーダーエコーは、更に、数個から十数個の強いレーダーエコー——大きさが数km～十数kmで、それぞれが発達した積乱雲にあたる——により構成されていることである。このように、梅雨前線付近の雲あるいは降雨系は、三段階の特徴的な空間スケールをもったよう乱により構成されている。

大気現象の多くのものは、特徴的な空間スケールをもつことが知られており、最近、200～2,000 kmの空間スケールの現象をmeso- α 、20～200 kmの現象をmeso- β 、2～20 kmの現象をmeso- γ の現象とよぶことが多い。特に、meso- β の現象はしばしば激しい大気現象を伴ない、北米では雷、トルネード、ひょう等を伴うことが多いのに対し、日本では多量の降雨を伴う集中豪雨として現われることが多い。

meso- β 、つまり中規模現象として起る集中豪雨は、多くの場合、発達した積乱雲の群によりもたらされる。一個の積乱雲の寿命は、一般に一時間以内であり、一個の積乱雲によりもたらされる降雨の継続時間は、10分から一時間である。夏の雷雨のように、一時間以内に数10 mmの雨が降り、都市でしばしば浸水、冠水が起るのは、発達した積乱雲一個、あるいはせいぜい二～三個の積乱雲によってもたらされるものである。これらもまた、報道等では豪雨とよばれることはあるが、積乱雲の群から数100 mmの豪雨もたらされる現象とは、性質がやや異なるものである。

100 km四方の領域に数100 mmの雨が降る集中豪雨は、その領域上に数個から十数個の発達した積乱雲が存在し、構成する積乱雲は次々と入れ代るにしても、積乱雲群全体は数時間存続することにより起る。日本はこのような積乱雲群が形成され易い地域なのである。湿潤な大気中に発達した積乱雲の群ができ、それらがまわりの大気の水蒸気を集めては狭い領域に雨として降らせ続けているのが集中豪雨である。夏、日本付近の大気中には、断面積1 cm²の気柱あたり約5 gの水蒸気が含まれている。この水蒸気が全て雨として降ったとしても、地上の雨量は50 mmである。300 mmの雨がある地域に降ることは、少くともその地域の6倍の面積の領域の水蒸気を集めていることになる。発達した積乱雲がmeso- β の大きさの群をつくる機構、その群が数時間維持される機構が、おそらく、豪雨の形成機

構の重要なかぎの一つであろう。

3. 積乱雲群の三つの型

(1) 積乱雲の life cycle

積乱雲の群には次に述べる三つの型があることが知られているが、それらを述べる前に、個々の積乱雲の life cycle をまとめておく。図3に示すように、積雲期とよばれる初めの段階では、雲の内部は全体として上昇気流が卓越しており、雲内の空気はがいてまわりの大気より温い。雲の中の降水粒子はまだそれほど大きく成長していないが、雲の上部では氷粒子が形成されていることがある。最盛期になると、雲内に形成されたひょう、あられ、雪片など大きな氷粒子をもとに、地上に強い降雨がみられるようになる。雲の中の気流としては、上昇気流の他に、まわりの大気より冷い下降気流が見出される。この下降気流は、落下する多量の降水粒子が空気をひきずりおろす力、および降水粒子の蒸発による冷却に関連して下向きに働く浮力により発達したものである。冷い下降気流は、地面にいきおいよくぶつかると、周囲に冷い強風となって発散していく。夏の雷雨の際、シャワー性の雨が降る前に起る冷い突風は、雲の下から発散してくるこの風である。衰弱期に入ると、雲の中は全体として弱い下降気流だけとなり、地上の雨も弱く、やがて雲も蒸発により消えていく。個々の積乱雲は、このような life cycle を約一時間で終えるのが普通である。

一般の流体の中に起る対流現象と積乱雲が大きく異なるのは、最盛期に降水粒子の存在を直接の原因として形成される冷い下降気流である。これは、雲の中を温い空気が上昇する時に補償流として起る下降流ではなく、雲の中で冷い空気が下降するものである。つまり、積乱雲の中では、温い空気の上昇と冷い空気の下降の二種類の対流が起っていることになる。後に述べるように、積乱雲あるいはその群のふるまいがいろいろあり、また、積乱雲が大きなひょう、トルネード、豪雨等さまざまな激しい現象をひき起すのは、多かれ少かれ、この冷い下降気流と関連がある。

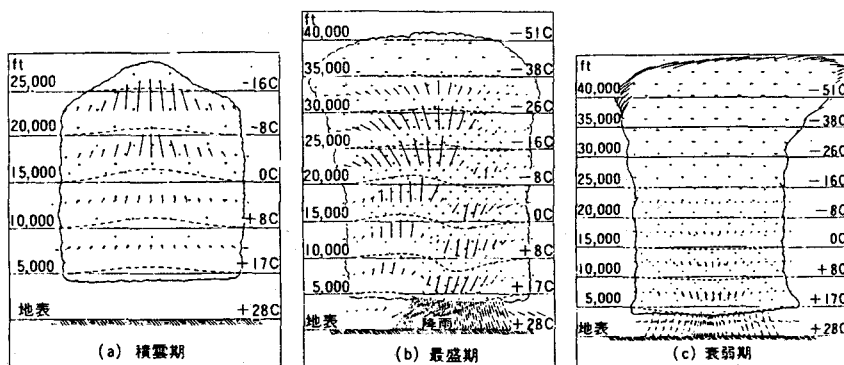


図3 降雨を伴う積乱雲の life cycle (Byers and Braham, 1949)

(2) 不規則な多重セルの積乱雲群

積乱雲群の構造、ふるまいは、一般風の鉛直分布により大きく変ることが知られている。夏の雷雲（特に、air-mass type の雷雲）のように、一般風の風向、風速が鉛直方向にあまり大きく変らな

い大気中で形成される積乱雲群は、図4のような構造をもつことが多い。すなわち、図3に示された積雲期、最盛期、衰弱期のどれかにあたる積乱雲が構成しているものであり、個々の積乱雲が群のどの場所に生成されるか、群内のどの場所にどの発達段階の積乱雲が存在するかについて、規則性が見出されないものである。いい変えと、積乱雲群内の上昇気流、下降気流がいくつか見出されても、その配列に規則性がみられない。群全体としての寿命は数時間である。

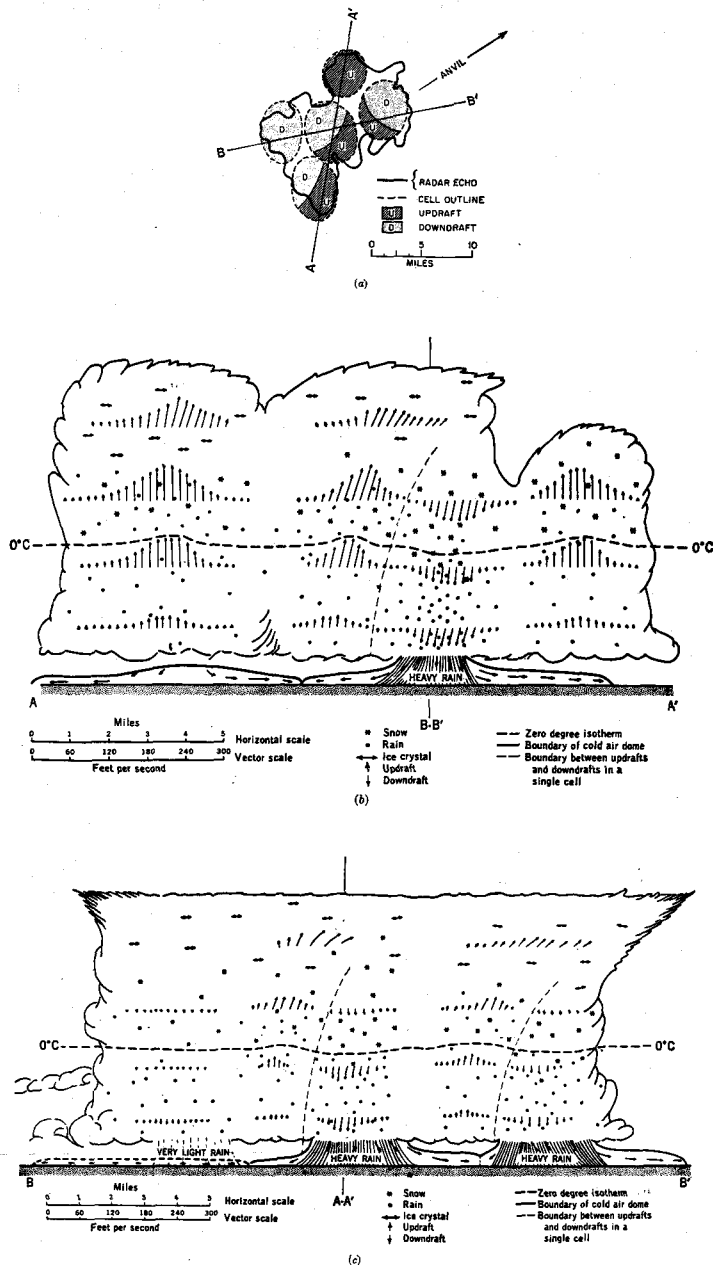


図4 air mass type の雷雲の構造 (Byers, 1959)

(3) 組織化された多重セルの積乱雲群

この型の積乱雲群は、前のものと同じように、発達段階の異なるいくつかの積乱雲により構成されているものであるが、群の構造、および新しい積乱雲の形成のされ方に規則性がみられることが異なる。群全体の寿命はやはり数時間であり、一般風の風向、風速の鉛直方向への変化がやや大きい時に形成されるといわれている。図5にその典型的な構造を示す。この群は4個の積乱雲（セル）で構成されており、 $(n+1)$ は生成されてすぐのもの、 n は上昇気流が卓越している段階にあるもの、 $(n-1)$ は上昇気流と下降気流が併存している段階にあるもの、そして、 $(n-2)$ は衰弱期にあり下降気流が卓越しているものである。この構造は、ある瞬間の群の構造を示しているということが出来るが、一方、個々の積乱雲の群の中の life cycle を示しているということもできる。右の $(n+1)$ の段階から始まって、発達段階のそれぞれをへて左に移動して、最後には一番左で衰弱していくわけである。右はじの新しい積乱雲の生成は、10～15分毎に間欠的に起る。このように、この群は、新しい積乱雲が次々と規則的に形成され、それらが同じ時間変化をしていくことにより、維持されている。群全体としての動きは、同じように動く個々の積乱雲の動きと新しい積乱雲の生成を合わせたものとして決められる。

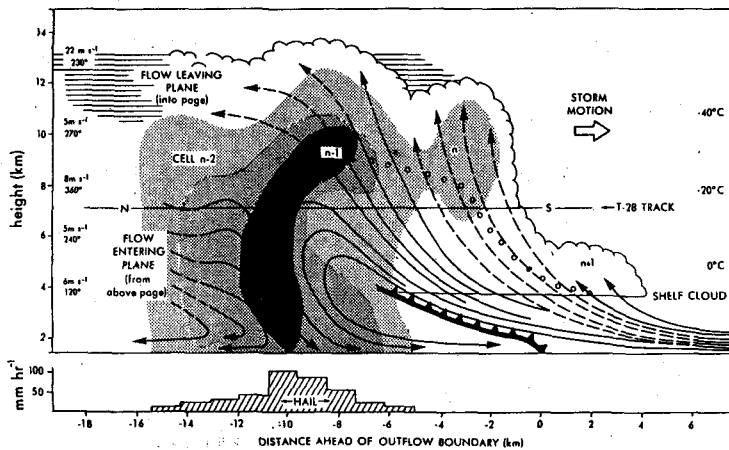


図5 組織化された多重セルの積乱雲群の構造 (Browning et al., 1976)

(4) 超巨大単一セルの積乱雲

この型のものは、全体としての大きさは十数～数十kmと、前の二つの型の積乱雲群と似たようなものであるが、その構造が特殊である。図6に示すように、大きな特徴は、前の二つの型とちがって、一つの上昇気流と一つの下降気流とで大きな循環系（超巨大単一セル）をつくっていることである。この循環系は、定常状態を保ちながら、数時間あるいはそれ以上の時間維持される。一般風の風向、風速の鉛直方向への変化が大きい時に形成されるこの型は、いったん形成されると、大変維持され易い構造をもっており、エネルギーの供給、解放が理想的である。従って、超巨大単一セルの積乱雲は非常に発達し、激しい対流性のストームとして、大きなひょう、トルネード等をしばしば伴う。組織化された多重セルの積乱雲群も、時間的に平均してみると、超巨大単一セルの積乱雲と似たような構

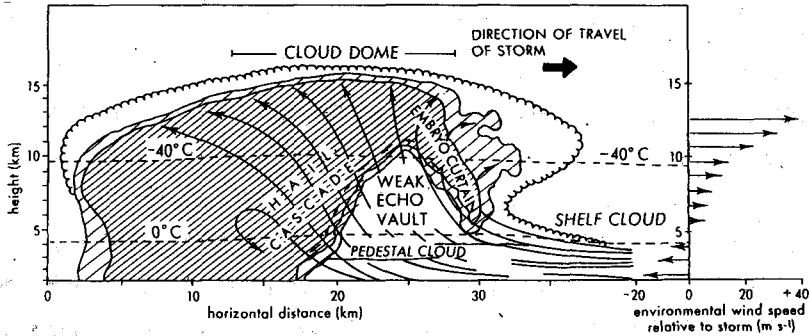


図6 超巨大単一セルの積乱雲の構造 (Browning and Foote, 1976)

造を示すが構成する積乱雲が次々と入れ代る点が大きな違いである。超巨大単一セルは、細かい構造の時間変化を付ずいすることはあっても、全体としての構造は定常状態を保っているのである。

これら三つの型の積乱雲群は、実際には、三次元的な構造をもっており、もう少し複雑な構造をしている。数値シミュレーションの研究等により、一般風の鉛直シア（風向、風速の鉛直方向の変化）の大きさの違いが型の違いをつくると考えられているが、これらの形成機構はまだ明らかにされていない。構造的には、日本の積乱雲も超巨大単一セルの型を示すと考えられる場合があるが、現象的には北米のものははるかに激しい。たとえば、北米では、ゴルフボールからソフトボール大のひょうが観測され、トルネードの激しさも日本のものからは想像もできないほどである。積乱雲群がこのような激しい現象をひき起すには、下降気流が発達することが必要であるが、そのためには、大気が乾いていて降水粒子の蒸発が激しいことが必要になる。日本の大気は、北米で積乱雲群が形成される大気に比べて、大変湿潤のようである。図5の例では雲底の高さが4 kmであるが、日本の積乱雲の雲底の高さは1 km前後であることが多い。meso- β の空間スケールをもつ積乱雲群が、なぜ、北米では激しい現象をひき起し、日本では豪雨として出現するのか、興味深い。いずれにしても、日本の集中豪雨の形成機構の研究は、湿潤な日本の大気の中でのmeso- β の積乱雲群、特に組織化された多重セルの積乱雲群の形成の機構を研究することであろう。研究の難かしさは、このような群が、いつ、どこに形成されるか、現時点ではほとんど分っていない、群の実態の観測がほとんどできないことである。以下、日本の豪雨の実例を、これら積乱雲群の型と関連させながら述べていくことにする。

4. 東海地区の豪雨の実例

(1) 帯状の豪雨

図7は、47年7月12日から13日にかけて西三河東濃地区に起った帯状豪雨の雨量分布である。この豪雨については、図の方形領域内の諸機関の雨量データが空間的に密に収集され、詳細な解析がなされた。150 mm以上の雨量は、巾20km、長さ70km程度の帯状域に集中しており、中心の狭い領域では雨量が300 mmを越えている。降雨のほとんどは、実際には、12日22時から13日2時まで集中して起っている。

この帯状豪雨域の中心にある半田、豊田、小原の降雨強度の時間変化を図8に示す。それぞれの地点で数十分毎に降雨強度のピークが現われ、ピーク数は7～8個認められる。それらは、時間的な

おくれをもって、半田から小原へと追っていくことができる。図中のピークにAからFまでの名称がつけられているが、名称は、詳細な解析の結果、それぞれが別々の積乱雲に対応するものとしてつけられたものである。12日23時に名古屋気象台で観測されたレーダーエコーの分布を図9aに示すが、黒い部分で表わされている強いエコー群が南西から北東に並んでいることが分る。これらはいずれも発達した積乱雲のレーダーエコーである。図9bは、ほぼ10分おきにレーダーエコーの分布を示しており、それぞれ名称をつけられた積乱雲に対応するレーダーエコーが南西から北東へ移動していくことが分る。

雨量および降雨強度の分布、レーダーエコーの分布等の時

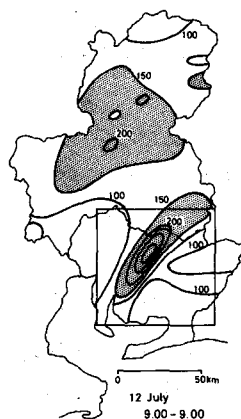


図7 47年7月12日9時から
13日9時までの総雨量
(Takeda, 1981)

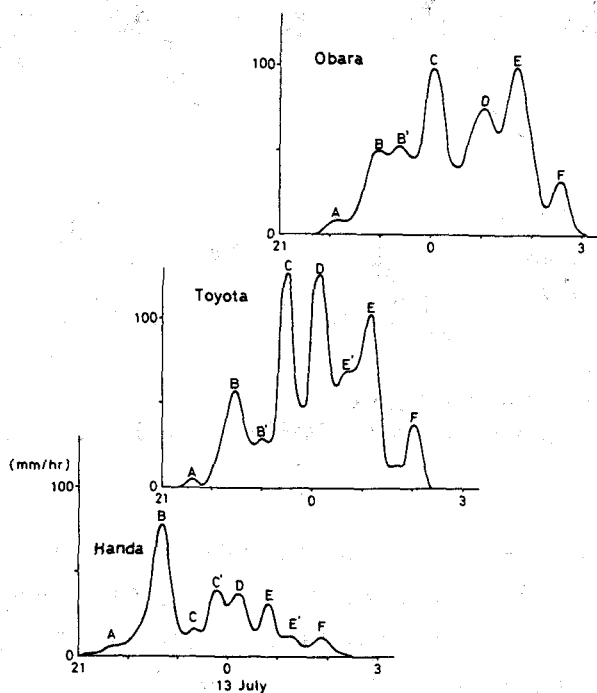


図8 半田、豊田、小原での降雨強度時間変化 (Takeda, 1981)

間変化を詳細に解析すると、この豪雨をもたらした積乱雲群の構造は次のようにまとめることができる。降雨帯の南西端、尾鷲付近の大体同じ場所に、次々と積乱雲が生成され、発達しながら南西から北東に移動していく。大体8個の発達した積乱雲が移動方向に一列に並んでいるわけで、前述の組織化された多重セルの積乱雲群が形成されていたと考えることができる。個々の積乱雲がそれぞれ最大

強度の降雨をどの地点にもたらしたかを調べると、大変興味深いことに、ほとんどが図7の豪雨帯の中心域付近にあることが分る。それぞれの積乱雲がその中に貯めてきた水を、同じような地点に降雨として落した結果、文字通りの集中豪雨が形成されたことになる。meso- β の積乱雲群の組織化の過程に、さらに降雨を非常に狭い領域に集中する過程が加って、集中豪雨が形成されたわけである。集中豪雨の形成には、meso- β の積乱雲群の形成以外に、降雨の空間的集中が必要なのである。

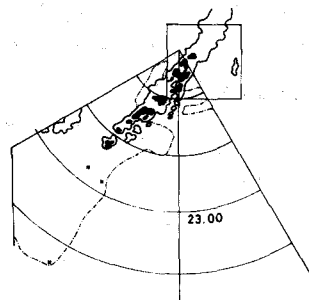


図9 a. 7月12日23時のレーダーエコーの分布

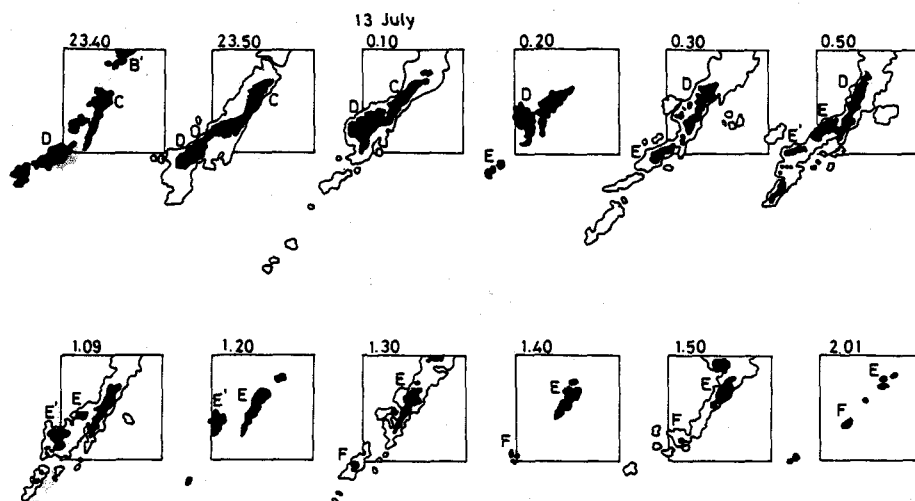


図9 b. レーダーエコーの分布の時間変化
白い部分：レベル4，黒い部分：レベル6 (Takeda, 1981)

(2) 地形性豪雨

日本の集中豪雨には、大きく分けて二つの型がある。いずれも直接の原因は積乱雲の群であるが、積乱雲のふるまいが少し異なる。一つは梅雨末期にしばしば起る型（梅雨末期型豪雨）であり、前述の実例はその典型的なものである。他の一つは地形性豪雨とよばれるものである。両者の大きな違いは、前者では多量の雨が数時間に集中するのに対し、地形性豪雨では一日かけての雨量が大変大きいことである。

地形性豪雨は、台風が日本に近づいて来た時にしばしば起る。台風が日本に近づく場合、九州の南方海上で停滞することがよく起る。そうすると日本列島には南ないし南東の強い風が吹き、水蒸気の輸送が長時間続くことになる。日本列島は、大きくみると北東から南西にのびているため、太平洋沿岸地帯では台風からの風が直接あたることにより地形性上昇流が生じ易い。特に、九州南東部、四国南東部、紀伊半島南東部は、背後に南東風がぶつかり易い山岳があり、そのために強い地形性上昇流が生じ、その影響を受け、日雨量の大きな豪雨が生じることになる。このような地形性豪雨は、台風でな

く低気圧が日本の南方海上をゆっくり通る場合にも起る。

地形性豪雨の場合でも、雨の直接の原因は積乱雲である。個々の積乱雲は一般に移動するものであるが、雨量が地勢に著しく依存した分布を示すのが、地形性豪雨の特徴である。図10は、台風が日本に近づいてきて紀伊半島南東部に1日に約500mmの雨が降った例について、雨に対する地形の影響を示している。地上の降雨強度(10分間雨量)は図10aのように分布していたのに対し、レーダーで観測される背の高い積乱雲は図10bのように帯状に並んで北上していた。図10bは、地形の影響が全くなかったならば現われたであろう降雨強度の分布である。移動していく積乱雲からの雨のこのような変質を、地形による雨の増幅とみなし、その増幅の係数を示したのが図10cと図10dである。増幅係数の値は地形のみでなく、一般風の風向などにも大きく依存している。

地形性豪雨の典型的な例を図11に示す。これは、台風でなく、低気圧が日本の南をゆっくり通っていた時に起ったもので、紀伊半島南東部に一日の間に800mm以上、二日間に1,200mmの雨が降った。中心域の尾鷲の降雨強度は、発達した積乱雲の通過に応じた時間変化を示していた。図12は図11の海岸線に沿った各地点について、そのような降雨強度の時間変化をバンドパスフィルターを用いてとり出したものである。特に雨の強かった9月10日12時以降に着目すると、各ピークが時間的なおくれを

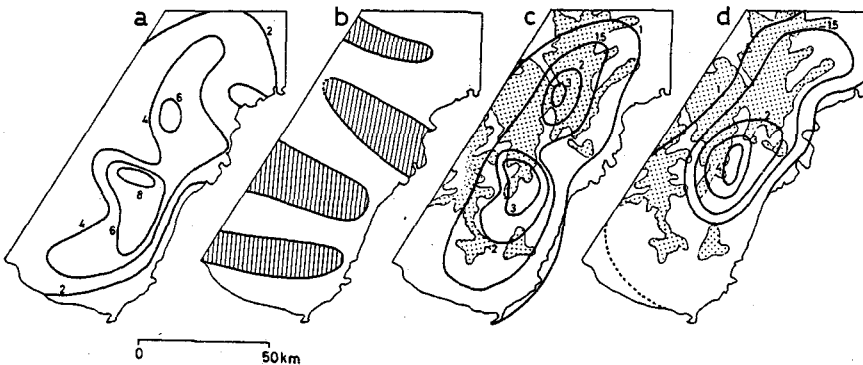


図10 a. 45年7月18.00~18.10の雨量, b. レーダーエコー, c. 増幅係数, d. 1時間後の増幅係数 (Sakakibara and Takeda, 1973)

もって潮岬から北上していることがわかる。これは、降雨をもたらす積乱雲あるいはその集団が、次々と各地点を通過していったことを意味する。興味深いことは、降雨強度の時間変化の振幅が、豪雨域の三木里、尾鷲、相賀では他の地点に比べてかなり大きいことである。いい替えると、これらの地点では、積乱雲が通過する際、特に大きな雨量がもたらされていたことになる。豪雨域のみに積乱雲が形成されたか、あるいは通過したのではなく、他の地点と同じように通過した積乱雲が豪雨域では特に多量の雨をもたらしたわけで、地

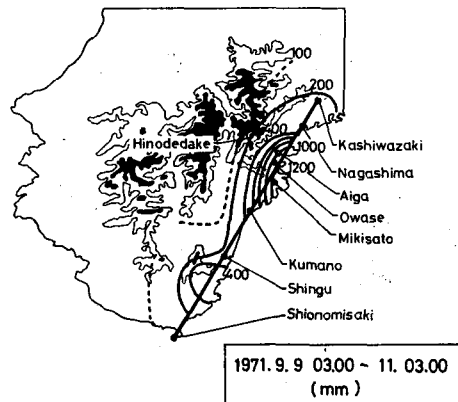


図11 46年9月9日3時から11日3時までの総雨量 (Takeda et al., 1976)

形の降雨増幅作用が働いたということができる。

降雨増幅作用がどのように起るかは、現在のところ推測の域を出ないが、図13に模式的に示すように、地形の影響で局地的に形成された雲とその中を通過していく発達した積乱雲との相互作用にもとづくものと考えられる。地形の効果で形成される水平収束場に積乱雲が入れば、積乱雲は発達し、その中の降水粒子の量は増すであろうが、地形の影響を受けて局地的にできる周りの雲からも多量の水 droplet が積乱雲内にとりこまれる。この水滴は周りの雲からは雨滴として抜け落ちることができなかつた小水滴が大部分を占めている。このようにして、積乱雲の中には、起源の異なる、従って粒径分布の異なる水滴集団が混在することになる。この場合、降水機構としては水滴同志は併合し易くなり、水滴は成長し易くなる。つまり、それぞれの雲のみでは、それぞれ雨滴にまで成長できなかつた水滴も雨として降ることができるよう

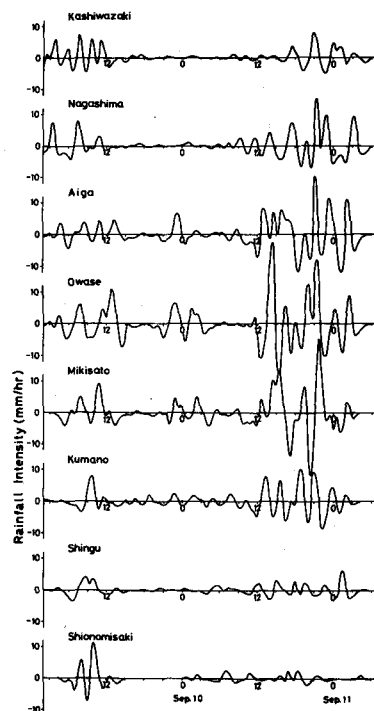


図12 各地点の降雨強度の時間変化 (Takeda et al., 1976)

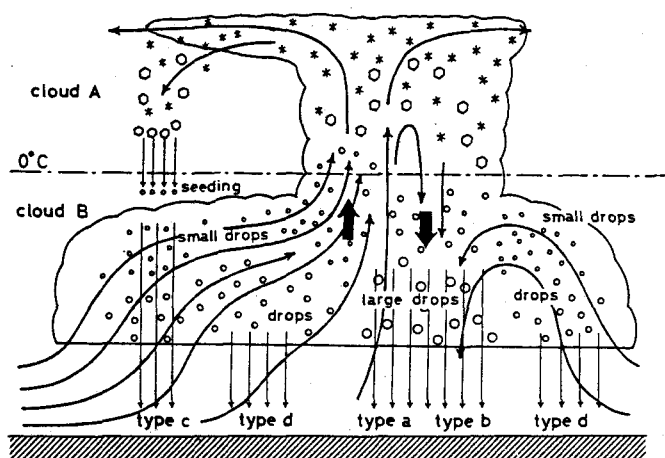


図13 積乱雲と局地的な雲との相互作用のモデル図 (Takeda et al., 1976)

になり、積乱雲の降水能率は非常によくなるわけである。この過程が豪雨形成に結びつくためには、まわりの雲が維持され、それらへの水分の補給も十分であることが必要とされる。後に述べるように、地形の影響を受け局地的に形成されるこのような雲も、組織化された多重セルの構造をもち、その形成機構は複雑である。

南東風の状況下でしばしば起る地形性豪雨は、梅雨末期型豪雨と異なり、その発生を予測すること

はある程度可能である。また、尾鷲のように地形性豪雨の起り易い地域は日本各地にある。

(3) 豪雨の二つの型

以上述べてきたように、一口に豪雨といっても、大きく分けて二つの型があり、豪雨の特徴、形成機構が異なる。梅雨末期型の豪雨は、地形性豪雨と違って南西気流による水蒸気の輸送と関係して起ることが多い。数時間に多量の雨が集中するこの型の豪雨は、頻度は少くとも、日本列島どこでも起り得ると考えられ、通常雨量の少ない地域でも絶対起らないということとはできない。いつ、どこに起るか予測がたてにくく、また、どこでも起り得るこの豪雨は、ゲリラ豪雨ともいわれることがある。しかし、どちらかという、九州西部、四国南西部、近畿中部、および日本海側に起る傾向にある。これらの地域での豪雨は、梅雨末期の前線に伴って南西風の状況下で起ることが多い。地形性豪雨の起り易い地域は、むしろ南西風の状況下では豪雨はあまり起らない。

大気が湿潤で不安定であり多数の積乱雲が発達するような状況のもとで、地形性豪雨は、積乱雲が、地形の影響下で局地的に形成された他の雲との相互作用を通じて、貯めてきた水を特定地域に降雨として効率よく落すことにより形成されると考えられた。梅雨末期型の豪雨は、発達した積乱雲の群が豪雨域の上に行けるか、発達した積乱雲が豪雨域に次から次へと移動してくることにより形成され、明瞭な地形の影響はみられないと考えられている。しかし、この型の豪雨でも、先に述べた実例では、積乱雲の群ができたことに加えて、個々の積乱雲内の水を効率よく同一地域に降雨として落す機構が働いていたようである。その機構に地形が影響している可能性がある。梅雨末期型の豪雨では、むしろ、地形の影響は非常に複雑であるのかも知れない。

5. 豪雨の形成機構

降水をもたらす発達した積乱雲は、孤立して存在することもあるが、群として存在することが多い。豪雨の多くも、積乱雲群によってもたらされる。積乱雲群の型には、先に述べたような三つの型があるが、積乱雲はなぜ群をつくる傾向にあるのか、まず述べることにする。

積乱雲の数値モデリングの結果を考慮すると、積乱雲のふるまいは、図14に示す三つのタイプに分けることができる。タイプAは、一般風が全層大変弱いか、鉛直シアがほとんどない場合にみられるものである。積乱雲が最盛期に達すると、強い降雨に伴って冷い下降気流が発達し、さらに下降気流が地面にぶつかることにより、周囲に冷い風が発散していく。発散していくこの冷い空気は、小規模の寒冷前線のような働きをして、周囲の温い湿った空気をおしあげる。従って、図のⅠとⅡの位置に上昇気流が引き起される。大気が十分に不安定であり、この上昇気流が十分強ければ、これらの位置に新しい積乱雲が形成されることになる。降水をもたらす積乱雲のまわりには、次に新しい

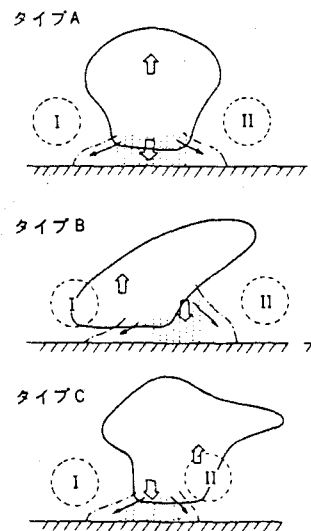


図14 積乱雲のふるまいの三つのタイプ

積乱雲が生れ易いということであり、このようなことは実際にしばしば観測されることである。

一般風の鉛直シアアがやや強い場合は、積乱雲はタイプBのようなふるまいをみせる。積乱雲は鉛直シアアの方向に傾き、対称性が失われ、積乱雲内の上昇気流と下降気流の位置関係も非対称になる。結果的に、Ⅱの位置の上昇気流がⅠの位置のものより強くなり、条件がととのえば新しい積乱雲はⅡの位置にできる。このような過程が関係して間欠的に新しい積乱雲が次々とでき形成されたと考えられるのが、組織化された多重セルの積乱雲群である。

一般風の鉛直シアアが強く、ある高さにジェットをもつなど特殊な条件をみたすと、積乱雲はタイプCのふるまいを示す。これはタイプBと異なり、鉛直シアアがあっても雲はほぼ直立している。ⅠとⅡにできる新しい上昇気流のうち、Ⅱにできるものは古い上昇気流と同じ位置にできるため、この積乱雲では上昇気流がいれ代らず維持されているかたちになる。Ⅰの位置にはあまり発達しない雲ができることがある。タイプBとの大きな違いは、鉛直シアアの方向（いずれも左から右）に対して、積乱雲内の上昇気流と下降気流の位置関係が左右全く逆になっていることである。タイプCの積乱雲のでき方は場合によって異なり、ある場合には鉛直シアアが特殊な条件をみたすことによりできる。いずれにしても、このタイプのものは、いったんできると大変維持され易い構造であり、発達し易い。前述の超巨大単一セルの積乱雲は、タイプCの発達したものである。

このように、積乱雲のふるまいは一般風の鉛直シアアの違いにより大きく異なるが、そのような違いをつくる上で降雨が重要な役割を果していることは注目すべきことである。降雨があることによって、積乱雲あるいはその群のふるまいが複雑になっているといえる。

タイプBが関係して組織化された多重セルの積乱雲群が形成されるにせよ、タイプCが関連して超巨大単一セルが形成されるにせよ、その時間、その地域に生れた沢山の積乱雲の全てがそうなるのではない。なぜ限られたもののみがそうなるのか、現在まだ明らかにされていない。先述の実例からも分るように、わが国の集中豪雨においても、組織化された多重セルの積乱雲群の形成が重要なかぎになっている。

実は、地形性豪雨において、発達した積乱雲の降雨の増幅作用をひき起すと考えられた局地的な雲もまた、一つの組織化された多重セルの雲である可能性がある。しばしば地形性豪雨が形成される尾鷲において行ったレーダー観測をもとに、増幅作用に関連すると考えられる局地的な降水雲の構造を以下に述べることにする。

52年6月20日、大気下層では東風が卓越していて、紀伊半島南東部で海岸線に沿った南北数十kmの地域にのみ降雨があった。図15はこの降雨をもたらした雲の

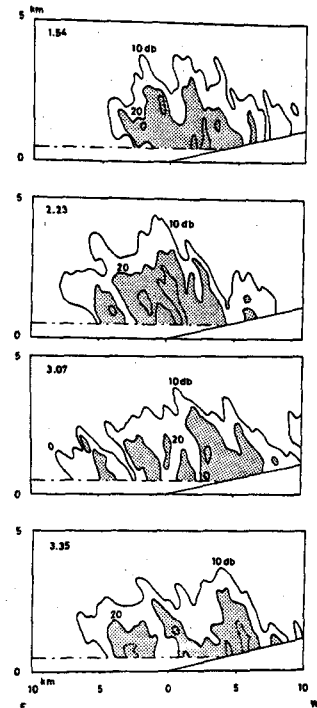


図15 レーダーエコーの鉛直断面図。
値はレーダーエコー強度($10 \log Z_e$)
(Takeda and Takase, 1980)。

レーダーエコーの鉛直断面図である。レーダーは海岸線に設置されていて、左が東側（海側）、右が西側（山側）にあたる。この時間帯、このレーダーエコー以外には、付近には全くエコーは観測されていない。エコーは東西の幅約15km、高さ4 kmほどの大きさを持ち、数時間維持されていた。図16は、エコーが全体として大きな変化を示さなかった時間帯について平均したエコーの構造である。エコーの東端は海上5 kmにあり、海岸線上で最大の強さを示している。エコーの高さが背後の山系よりもはるかに高いことは大変興味深い。

注目すべきことは、エコー内部にさらに小さな幅数kmのエコー塊を常に数個含んでいることである。個々のエコー塊のふるまいを詳細に解析すると、新しいエコー塊は海上5 kmほどのほとんど同一地点に10分前後の間隔で現われ、それらは下層の風に近い速度で西に移動しながら発達していき、海岸線付近でエコー強度は最大に達したことが分る。このようなエコーの構造、エコー塊のふるまいは、雲の構造および維持機構が図17に示されているようなものであることを示唆している。

この雲は、単に地形性上昇流により山系の手前に形成されるうすい層状性の雲ではなく、山系より背の高い積雲を構成要素としたものである。積雲は海岸から5 km以上離れた海上で次々とつくられ、発達しながら下層風に流され、西へ移動する。雲内で形成される雨滴は海岸線から海側5 kmあたりでレーダーエコーとしてみえはじめる。海岸線付近までは上昇気流が雲の中に存在し、それに伴い大量の降雨が形成されているが、海岸線をすぎる頃から積雲は衰弱期に入る。このように、次々と同じ地点で形成された積雲が、それぞれ同じような発達過程をへて移動していくため、全体として同じ雲が維持されていたようにみえたといえる。つまり、組織化された多重セルの積雲群として維持されていたのである。次々と海上で新しい積雲が形成される機構については、西へ移動する既存の積雲からの降雨に伴う冷い下降気流の動きと下層風に対する山系の動きとが複合したものと推測される。このような構造をもった局地的な降水雲が、発達した積乱雲が上陸する際、相互作用を起し、多量の雨を局地的にもたらし、地形性豪雨をひき起すものと考えられる。

ここで数値モデリングの結果から示唆される重要なことがある。それは、図14に示したどのタイプにせよ、新しい上昇気流が新しい積乱雲として十分に発達するためには、積乱雲より空間スケールの大きい水平収束が必要のようであるということである。水平収束があると、まわりからのエネルギー、水分の補給が十分に行われるためなのか、あるいは、水平収束のつくる弱い上昇流が積乱雲の発達を

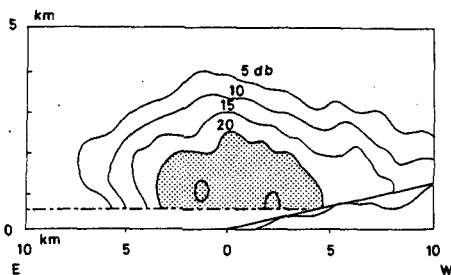


図16 平均的なレーダーエコーの構造
(Takeda and Takase, 1980)

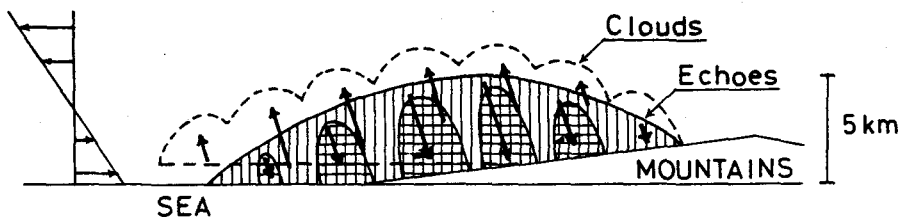


図17 局地的な降水雲の構造のモデル図 (Takeda and Takase, 1980)

助けるためなのか、そのいずれであるかは不明であるが、このことを考慮すると、豪雨の形成過程は図18のように整理される。既存の積乱雲のまわりに新しい積乱雲ができ、積乱雲群ができはじめる。その群より空間スケールの大きい別の現象によって水平収束場が存在している際には、群はmeso- β の群として発達すると共に維持される。あるいは、群そのものが未知の機構を通して水平収束場をつくり出し、それにより群が発達し、維持される。まわりの大気中のエネルギー、水分が不足し、群を維持できなくなると、meso- β の積乱雲群は衰弱していく。集中豪雨が起っている時、まわりの大気中の水蒸気が少なくなることは観測されていることである。通常、meso- β の積乱雲群の存続時間は数時間である。

積乱雲群、あるいは、組織化された多重セルの積乱雲群が形成される際、形成される前から衰弱するまで、水平収束場の変化がもしも観測されるならば、それは豪雨の形成機構の研究にとって大変有益な資料になるものと考えられる。残念ながら、現在、そのような資料は得られていない。

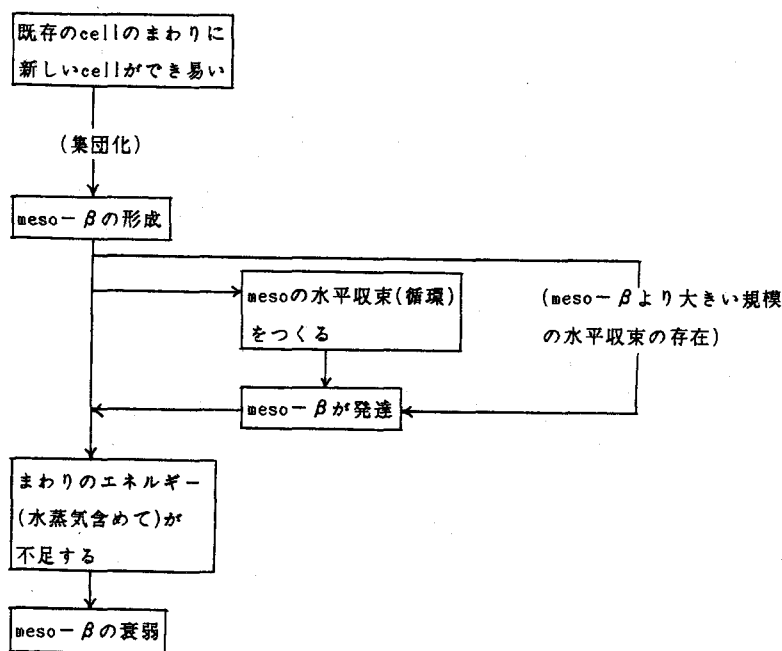


図18 meso- β の積乱雲群の形成過程

6. meso- γ の豪雨の例

これまで、わが国の集中豪雨の多くは、meso- β の空間スケールの積乱雲群によって起ることを述べてきたが、わが国では、meso- γ の空間スケール、いい変えれば発達した積乱雲一、二個によりごく狭い領域に多量の雨が降ることがある。58年9月28日の名古屋市の降雨もそうであり、新聞紙上では“典型的な集中豪雨”とよばれていた。最後にそのような豪雨の例として、58年7月8日に愛知

県春日井市に起ったものをあげておく。

図19は春日井市の10分間雨量の時間変化である。10分間に15mmを越える強雨が何度かあり、3時間に春日井市には183mmの雨が降った。この時、春日井市の上には対流性のレーダーエコーが3時間停滞していたが、その水平方向の大きさはわずか10km程度であった。図20は、高度方向に平均したレーダーエコー強度の水平分布を、約30分毎に示している。エコーの構造がほとんど変わらず、しかも大きな動きを示していないことが特徴である。この時間帯に南にあった他のレーダーエコーは北西に向って動いており、春日井市上のエコーはかなり特殊なものである。大きさからすると一つの積乱雲と考えられ、また、エコーの構造は単純で、いくつかのセルによって構成されているようにはみえない。一時間以内に life cycle を終える通常の積乱雲からは考えられないふるまいを示したわけである。その構造、形成過程は現在解析中であるが、強いていうならば、図14のタイプCの積乱雲が形成されていたと考えるべきであろう。

このような現象は、空間スケールが小さく、観測もむづかしく、これまで報告例は大変少ない。実際には、特殊な積乱雲が形成され、いわゆる集中豪雨よりさらに局地的な豪雨が形成されることもあるのであろう。

7. おわりに

豪雨の空間スケールは、大気の立体的構造を調べる通常の気象観測網よりもはるかに小さく、また、特に梅雨末期型の豪雨は、いつ、どこで起るか分らないため、豪雨の観測は大変むづかしい。従って、豪雨の特徴および形成機構について、まだ明らかにされていないことが多い。形成機構がよく分っていない現在、集中豪雨をかなり前から予測することは大変困難である。しかし、現実的な問題としては、豪雨の予測は大変重要な課題である。現在、雨に関する気象庁の量的予報としては、降水確率予報、東京地方の降水短時間予報があり、この他に、大雨の短時間予測、雨域の短時間予測などを検討している。しかし、時間的に、地域的にきめの細かい雨の予報が可能なのは、現在の技術では数時間先を対象とする場合に限られる。これらの短時間予報、予測においては、実際に降っている雨につい

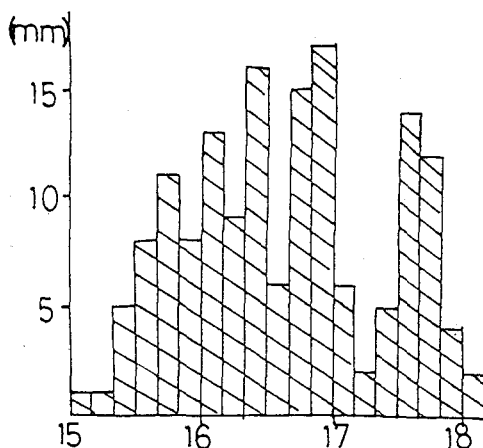


図19 58年7月8日の春日井市での10分間雨量の時間変化

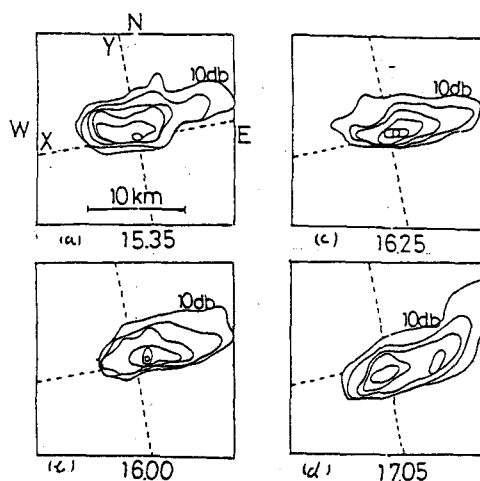


図20 高度方向に平均したレーダーエコー強度の水平分布。等値線は5 dbZ ($10 \log Z_e$)毎に描かれている。点線の交わる所が春日井市にあたる。

てのアメダス（地域気象観測システム）の雨量データおよびレーダー観測のデータの利用は不可欠である。現在、雨に関する実況データを利用することは、ハード、ソフト含めて、かなり可能になってきており、また、いろいろの分野でその方向に進んでいる。特に、レーダーは大変有力な観測手段であり、豪雨の検知、予測そして研究についてのレーダーの利用法の開発は、気象庁、建設省、他機関、そして大学において、重要な課題として進められている。それらの成果および問題点は、このテキストには含めないが、もしも時間があるならば触れてみたい。