

停滞前線上の豪雨を伴う中規模じょう乱の解析

—1980. 8. 30~31—*

渡部 浩章**

要旨

1980年8月30日夜から31日朝にかけて、中国地方では東シナ海を東進してきた低気圧の前方の前線上で豪雨となった。前線に沿うレーダーエコーの南北幅がせばまり、対流活動が激しくなってエコー南縁がゆっくり南下し始める時に強い降雨が始まっている。GMSの赤外放射データによると、帯状エコーの中に等間隔に並んだ波長約110 kmの3つの中規模クラスターが存在した。これらのクラスターが持続する場合には、クラスターの南で温度傾度の大きい部分に強いエコーがあり、下層風の風上には線状の対流性エコーがつかっている。また、クラスターの通過経路に沿って強い降雨が記録された。強い降雨域は約1,000 mの山を越す場合にもその影響を受けず一定速度で移動しているが、山を越すと半減している。

1. はじめに

1980年8月30日の夜から31日朝にかけて、東シナ海の低気圧から東にのびる前線近傍にあたる中国地方で、総雨量が多い所で300 mmを越す豪雨となった。

この年は8月末まで夏らしい天気が出現しないまま日本付近に前線が停滞して曇雨天の日が続き、異常な冷夏となっている。従って8月末とはいえこの豪雨は梅雨前線に伴う豪雨と本質的には同じであると考えられる。

日本における梅雨期の豪雨についてはすでに数多くの研究が行われ、最近では二宮等(1979)による総合報告があり、豪雨時の総観場のいくつかの特徴が指摘されている。今回の豪雨の場合も次章に述べるようにすでに明らかになっている総観場の特徴がみられる。

もちろん、豪雨に関連して総観規模ばかりでなく中規模についての解析例も今までにいくつか報告されているが、それらの多くは観測網の密な地上観測(主に雨量)やレーダー観測資料によるものであり、気象衛星資料を駆使しての解析は少ない。

30日20時32分の静止気象衛星GMS“ひまわり”の赤外画像(第1図)に、矢印で示すような3個の発達した対流雲が観測されていた。これらの通過に伴い第2図に示すように中国地方の北西部を中心として豪雨となった。

今回の解析ではGMS・レーダー・アメダス資料を用いて豪雨時の中規模解析を試みる。

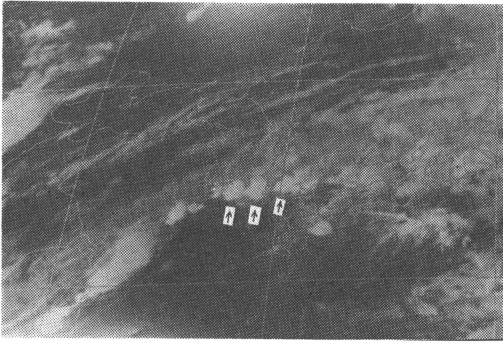
2. 総観場

8月30日21時の500 mbのトラフは東経115度付近にあり、九州から中国地方にかけては西または西南西の風が卓越している(第3図)。温度傾度は $35\sim 40^\circ\text{N}$ で大きく、200 mbの亜熱帯ジェット気流は矢印の列で示すように中国地方の北約500 kmの日本海北部を横切っている。同時刻の850 mbでは低気圧が朝鮮半島南西海上まで東進している(第4図)。前線は中国地方を通り関東の東海上まで達しており、前線に沿ってその南側に強風を伴う湿潤域がのびている。

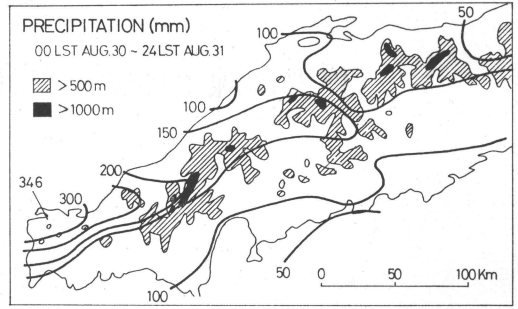
この他に図は省略するが、たとえば豪雨域近傍の750~600 mbに極端な乾燥域が出現することや、前線の南では著しい対流不安定($\partial\theta_e/\partial p > 0$)がみられるが、前線帯では解消し湿潤中立となっていること等が解析できる。

* An analysis of mesoscale disturbances with heavy rainfall embedded in the stationary front—1980. 8. 30~31—.

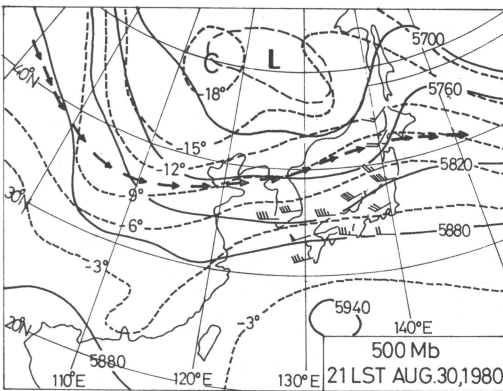
** Hiroaki Watanabe, 松江地方気象台。
—1982年7月29日受領—
—1982年12月1日受理—



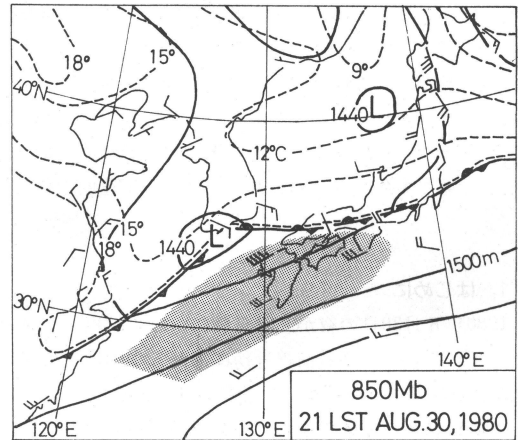
第1図 GMS の赤外画像, 1980年8月30日20時32分. 矢印は強い雨をもたらした雲域.



第2図 総雨量と地形図, 1980年8月30日00時~31日24時.



第3図 500 mb 天気図, 1980年8月30日21時. 矢印の列は 200 mb のジェット的位置を示す.



第4図 850 mb 天気図, 1980年8月30日21時. 陰影部は露点温度 18°C 以上の領域.

3. レーダーエコー分布と赤外放射データ (TBB) 分布の中間規模の特徴

第5図は松江(三坂山)レーダーによる1時間おきのPPI写真から作ったエコーのtime sectionで,前線に伴うエコー分布を巨視的に見ることができる.合成した部分は第8図の三坂山の西方50 kmから100 kmまでの間の幅50 kmの陰影部である.この幅は1時間おきのエコースケッチ観測で求められたエコーパターンの1時間の平均移動距離に相当する.

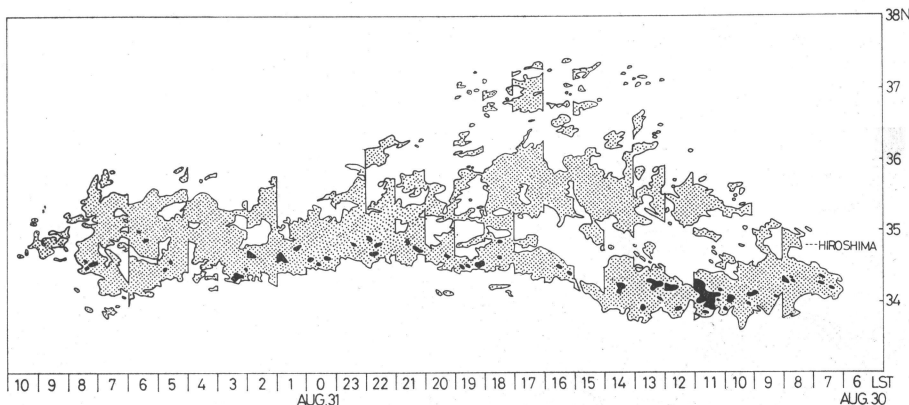
全期間を通じて相当降雨強度4 mm/hr以上のエコー領域(図中の黒色)はエコーの南縁に近い所で多く,北側には相当降雨強度4 mm/hr以下の弱いエコーが広がっている.しかし,時刻を追ってその変化を詳細に調べるといくつかの特徴がみられる.

30日の早朝から東西にのびるエコー帯がしだいに強まり,10時頃からこのエコー帯の北150 kmにも平行にエ

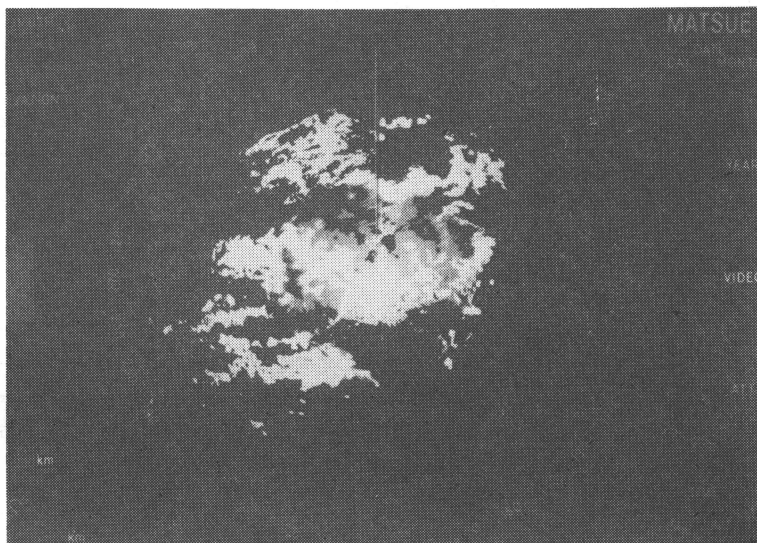
コー帯が現われ始めた.13時から19時にかけてさらにその北にもエコーが出現し,間隔150 kmでWNWからESEの走向を持つ幅50~100 kmの3つの帯状エコーが同時に観測され,16時頃にエコー領域が最も北に広がっている.第6図は16時45分のPPI写真で,3つの帯状エコーがはっきりしている.全く同様な解析例をNinomiya・Yamazaki(1979)も示している.また,このように温暖前線に沿った複数のエコー帯はHarrold(1973)のwarm cluster band, Houze et al.(1976)が6種類に分類した中のType 1(warm front band)に相当している.

20時頃から北側の2つのエコー帯が弱まり,22時頃からはそれまで北上していたエコーの南縁はしだいに南下を始めている.

第7図は豪雨の始まる直前の30日20時32分の赤外放射データ(TBB)と21時のレーダーエコーである.TBBは



第5図 松江レーダーによる time section. 1980年8月30・31日. 黒色は降雨強度 4 mm/hr 以上, 点彩部は降雨強度 4 mm/hr 以下のエコーを示す.



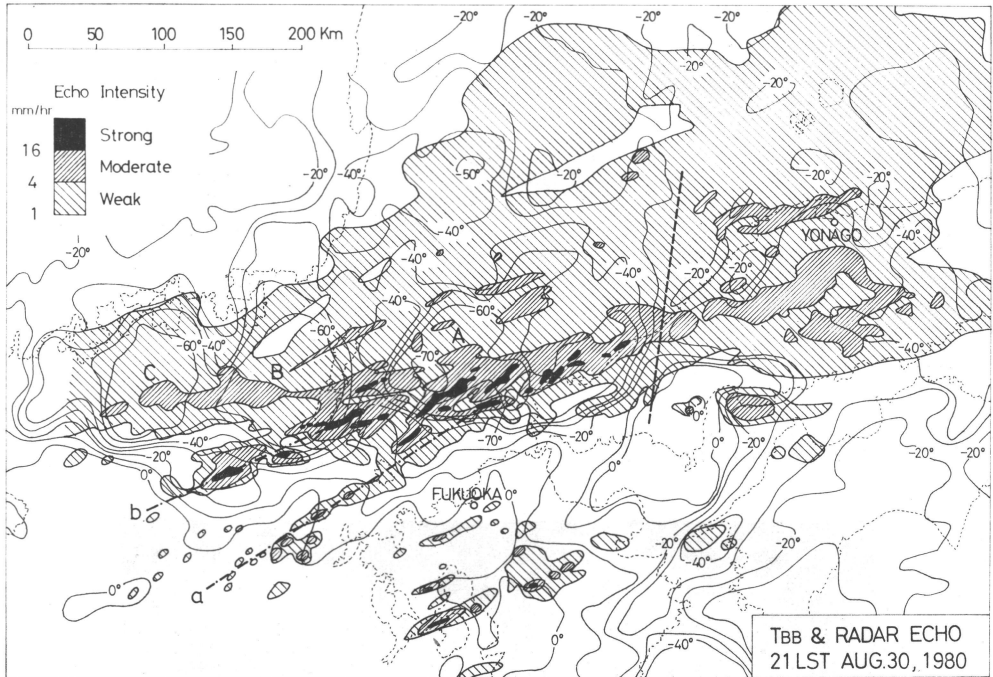
第6図 松江レーダーの PPI 写真. 1980年8月30日16時45分 EL=0.0.

雲の射出率が1と仮定されれば雲頂温度を示すことになる。ふつう、対流雲の場合は雲粒密度が大きく射出率がほぼ1であるので、Tbbは雲頂温度とみなすことができる。GMSの時刻は画像取得開始時刻を示しており、日本付近のデータはこの時刻から7～8分後のものである。Tbbの日本付近での分解能は約7kmであるが、今回は緯度・経度方向に0.1度(約10km)ごとに平均したデータを用いた。21時のレーダーエコーと対応させるために、20時32分のTbb分布をその東進速度で移動させ、GMSが赤道上有るために日本付近では背の高い雲はNNWにずれて見えること(鴨志田, 1980)も

補正してある。また、合成に用いた各レーダーサイトと200kmレンジは第8図に示してある。

エコーとTbb分布を重ねた第7図から概観できる特徴がいくつか指摘できる。エコー全体からみて南側に近い朝鮮海峡から中国山地にかけて相当降雨強度4～16mm/hr (moderate) 以上の帯状エコーが存在し、その北側には相当降雨強度1～4mm/hr (weak) のエコーが広がっている。これはエコーのtime section(第5図)で示した特徴と同じである。

山口・島根の県境付近を境(第7図に示した太破線)にしてエコーおよびTbb分布が異なっている。この境



第7図 TBB 分布とレーダーエコー合成図, 1980年8月30日21時. 細線が20時32分の TBB 分布を示す. エコーは斜線及び黒色部分で示し, 福岡・松江・広島・大阪・室戸レーダーを合成してある.

界の東側では moderate 以下のエコー域となっており, エコー頂高度 8 km 以下, TBB は $-30 \sim -40^{\circ}\text{C}$ ではほぼ一様である. それに対して西側ではエコーの南縁に沿ったところに降雨強度 16~64 mm/hr (strong) のエコーを含みエコー頂高度は 11~13 km に達しており, TBB は $-50 \sim -70^{\circ}\text{C}$ で東側より対流活動が激しいことを示している. 福岡の高層観測による状態曲線から温度-高度変換をすると -60°C で 14 km, -70°C ではほぼ圏界面に達している (第9図).

さらに, この境界は, エコーの time section を作った場所のすぐ西にあるので (第8図), 第5図の time section を空間分布とみなした場合には22時頃に対応する. すでに説明したように, この時刻はそれまで北へ拡がっていたエコー領域がせばまると共にエコーの南縁がゆっくり南下しはじめる時刻である. 北へ拡がっていたエコー領域がせばまると共に対流活動が活発になっていることが TBB 分布にも明瞭に示されている.

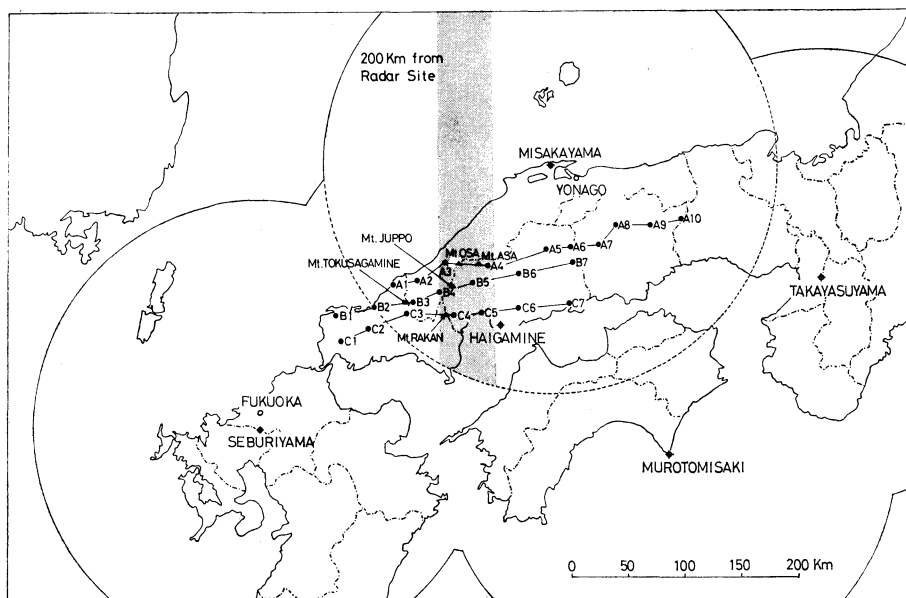
また, 第7図に示した境界より西の対馬海峡では, 東西にのびた帯状エコーに鎖線 a, b で示すように二本の線状エコーが西南西から流入している.

石硯ほか (1974) は, 豪雨時のエコーパターンは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「流入型」に代表され, 二つのエコー系の交点付近で大雨となることを指摘している. 今回の場合もそれに相当しよう.

4. 中規模じょう乱

第7図の太破線より西の領域をさらに詳細にみると, TBB -60°C 以下の部分は直径 60~80 km の団塊状を示し, 東西に約 110 km の等間隔に3個 (図中A, B, Cで示し以後クラスターA, B, Cと記す) 並んでおり, 明らかに中規模じょう乱とみることができる. 嶋村 (1980) 等が報告しているように, この例の場合も発達した積乱雲からの厚い anvil cirrus (かなとこ絹雲) が団塊状のクラスターを形成したものと見てよからう.

Matsumoto・Akiyama (1970) によると, このような中規模じょう乱は梅雨期のレーダーエコーによく出現する. その波長の頻度分布は 150~200 km の波長が卓越しており, 波長 110 km ではその約半分の頻度数である.



第8図 レーダーの200 km レンジ。陰影部は松江(三坂山)レーダーの time section の作製に用いた部分、A~Cは以下の解析に用いたアメダス観測点を示す。

A₁: 須佐, A₂: 益田, A₃: 弥栄, A₄: 大朝, A₅: 庄原, A₆: 東城, A₇: 新見, A₈: 久世, A₉: 津山, A₁₀: 古町, B₁: 油谷, B₂: 萩, B₃: 津和野, B₄: 匹見, B₅: 加計, B₆: 甲田, B₇: 油木, C₁: 西市, C₂: 秋吉台, C₃: 十種, C₄: 佐伯, C₅: 広島, C₆: 東広島, C₇: 福山。

次に前章で述べた「流入型」エコーと T_{BB} の関係を詳しくみよう。線状エコー a と帯状エコーの交点付近にはクラスター A がある。strong エコーはクラスター A の南で T_{BB} の温度傾度が大きい所にあり、エコー頂高度は 12.7 km に達している。そして moderate 以下でエコー頂高度 7 km 以下の線状エコー a が西南西にのびている。第9図の福岡(807)の高層風の鉛直分布をみると対流圏下層では西南西風が卓越しているので、線状エコーは下層風の風上側につらなっていることになる。一方、線状エコー b の中の strong エコーはクラスター B の南東で T_{BB} の温度傾度の大きい所から西南西につらなっている。クラスター C 付近にはレーダーサイトから 200 km 以上離れているためか strong エコーはみられない。

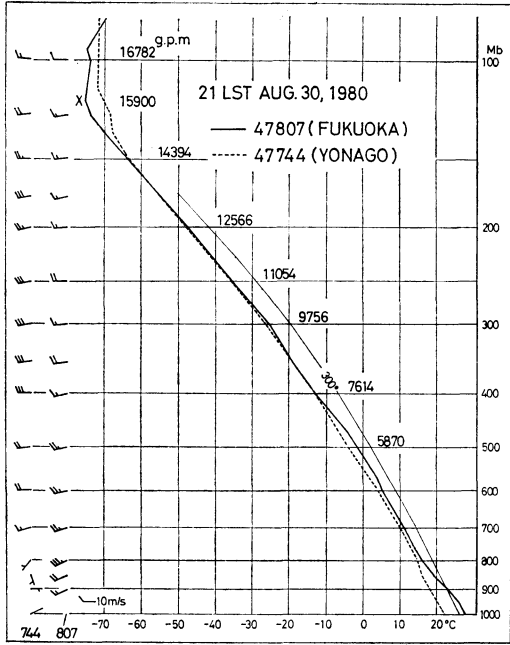
その後これらのクラスターは東進し、01時02分にはクラスター C が山口県北西部に達している(第10図)。クラスター C の周囲で T_{BB} の温度傾度の大きい所は南西側に限られており、そこから線状エコー C が西南西にのびている。この線状エコーの中の strong エコーはやはり T_{BB} の温度傾度の大きい所にあり、エコー頂高度は

14.4 km にも達している。

しかし、クラスター A, B は20時32分に比べて大きく変形し、strong エコー域も T_{BB} の温度傾度のゆるやかな所にある。後に述べるように降雨強度は中国山地を越えると約半減しており、風上で発達した積乱雲からの anvil cirrus が風下に流されて見かけ上温度の低い T_{BB} 分布に反映しているかもしれない。

さらに、図は省略してあるが、02時32分の T_{BB} 分布をみると山口県北部の -70°C 以下の低温域の南で T_{BB} の温度傾度の大きい所にエコー頂高度 11 km の strong エコーがあり、風上には対流エコーが線状につらなっている。

今まで見てきたように、クラスター A, C については山地を越すまではその南の T_{BB} の温度傾度が大きい部分に strong エコー域が存在し、さらにその風上に線状の対流性エコーがつらなっているという共通した特徴がある。同様な解析は長谷川・中村(1981)も示している。彼らは強いエコー域が雲域の西端部付近にあり、風上方向にエコー域がのびていることを指摘している。また、里見(1979)は発達期の雷雲の風上側で T_{BB} の温



第9図 温度と風の鉛直分布。太実線は福岡、点線は米子、高度は福岡の観測値を示す。細実線は等温線(300°K)である。

度傾度の大きい所に強いエコー域があることを報告している。

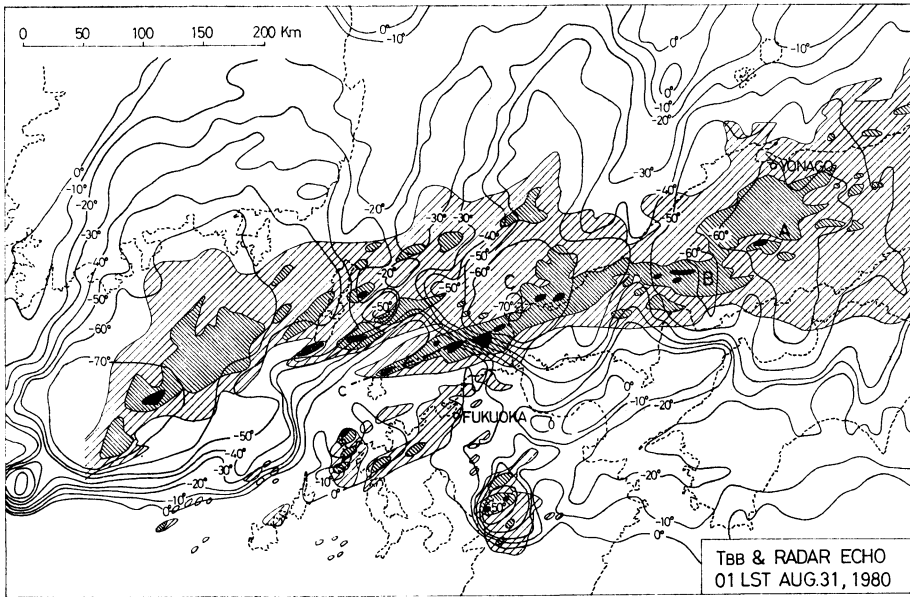
しかし、クラスターBの場合はその南東で T_BB の温度傾度の大きい所から風上にかけて strong エコーがある。これはクラスターBが他のクラスターよりも速い速度で東進しながら急速に衰弱したことに関連するかもしれない。

5. 中規模降雨群の解析

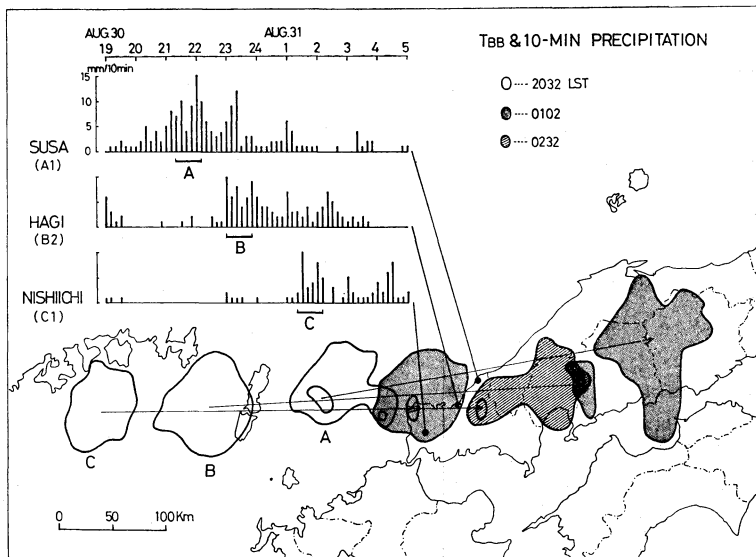
20時32分と01時02分の T_BB 分布図から各クラスターの東進速度を見積もると、A・Cが65 km/hr、Bは80 km/hr となる。これらの東進速度は、1時間おきのエコースケッチ観測によるエコーパターンの移動速度 50 km/hr より 15~30 km/hr 速い。

各クラスターの経路は、Aが島根県西部を通り岡山県へ、BはAの少し南を通過し団塊状の形を急速に崩して広島県へ、Cは山口県北西部に移動している(第10図)。02時32分にはCはBの少し南を通過し山口県北部を経て広島県西部に達している。

第11図にはクラスターA、B、Cの移動と、それらの通過に伴う山口県西部の3地点の降水時間変化を10分間雨量で示す。10分間雨量の下に引いた横線は10分間雨量で調べた最大1時間雨量が現われた1時間を示してい



第10図 T_BB 分布とレーダーエコー合成図。1980年8月31日01時。図中の記号は第7図と同じで、T_BB は01時02分のデータ。

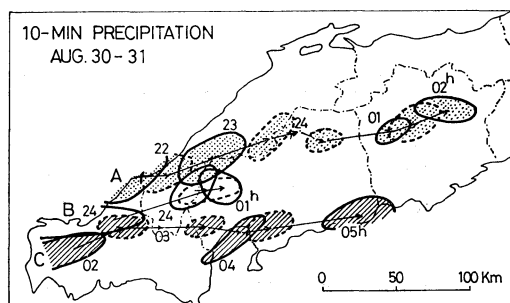


第11図 TBB の -60°C 以下の領域と10分間雨量. 雨量は山口県の須佐, 萩, 西市のアメダスによる.

る. 須佐ではクラスターAによる降雨が, 萩ではクラスターBによる降雨が, また西市ではクラスターCによる降雨がそれぞれ記録されている.

クラスターA, B, Cの通過に伴う三つの降雨系を降雨系A, B, Cとし, 10分間5mm以上の降雨域として追跡したのが第12図である. 降雨系Aは22時に山口県北部で始まり島根県西部を経て31日02時には岡山県中部に達しており, 中国山地を越える時には降雨域が小さくなっている. 降雨系Bは山口県の萩付近で始まり, 広島・島根の県境付近まで東進して消滅している. また, 降雨系Cは山口県西市から広島県の福山へ移動している.

第13図は第12図の降雨系の移動経路沿いの観測点における10分間雨量の時間変化と, 経路沿いの幅10kmについての平均海拔高度及び10分間雨量で調べた最大1時間雨量を示す. 各地点の間隔は実際の距離と同じ比率で縮尺しているので, 降雨のピークを追跡することにより容易に移動速度を見積もることができる. 降雨系A(第13a図)をみると一定速度70km/hrで移動しており, 大佐山・阿佐山の影響を受けていない. しかし, 雨量は山地を越えてから約半減している. 降雨系B(第13b図)は十方山を越してすぐの所にある加計(B5)まで一定速度80km/hrで移動しているが, 甲田(B6)以東でははっきりしない. 同様に降雨系C(第13c図)の移動

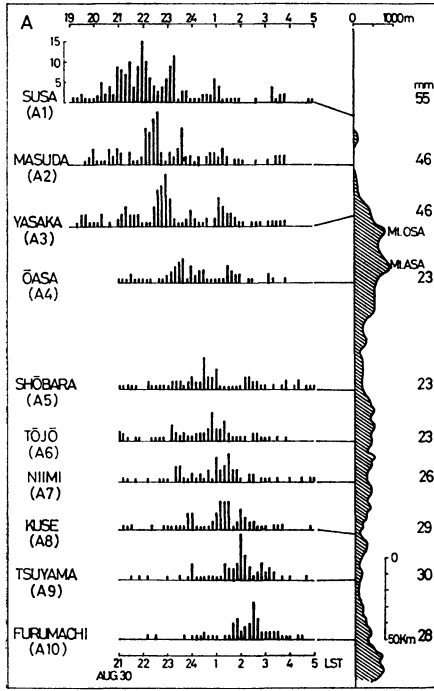


第12図 10分間5mm以上の降雨域の移動. 実線は毎正時, 点線は毎正時から30分後の降雨域, また点彩で降雨系Aを斜線で降雨系Cを示す.

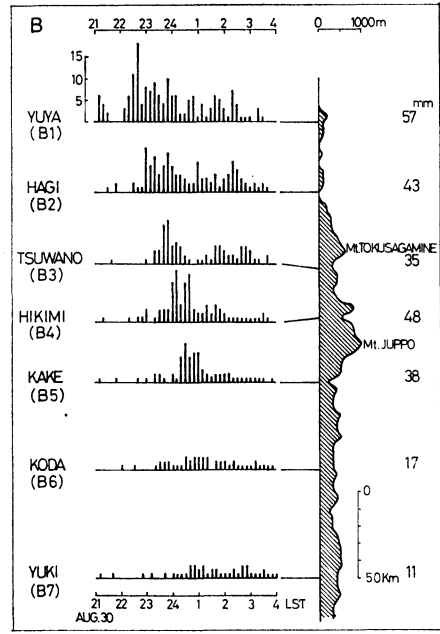
速度は70km/hrで一定であり, 羅漢山を越えた後広島から東広島で雨量が3分の2程度になっている. しかし, 福山では山地を越す前と同程度の雨量となっている. これは瀬戸内海沿いで暖湿流が流入しやすいことによるかもしれない.

6. まとめ

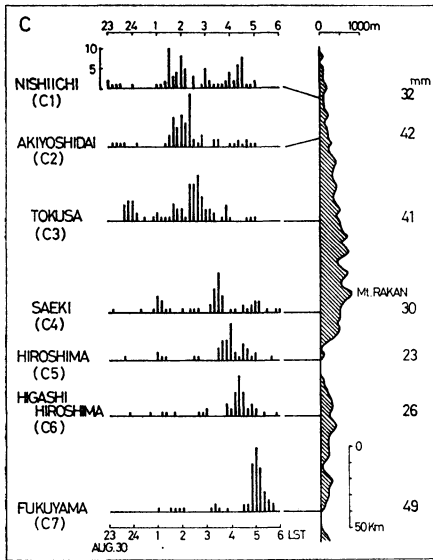
1980年8月30~31日の中国地方における豪雨の総観場は, 他の梅雨前線豪雨の総観場と同様な特徴を示しており, GMS・レーダー・アメダスを用いて解析した中間



(a)



(b)



(c)

第13図 アメダスによる10分間雨量。斜線部は降雨系の移動経路沿いの幅 10 km の平均海拔高度、右端の数字は10分間雨量で調べた期間内の最大1時間雨量。(a)は降雨系A、(b)は降雨系B、(c)は降雨系Cを示す。

規模～中規模の特徴は次のようにまとめられる。

1) 前線に沿うエコーの南縁に比較的強いエコーがある。一時北へ広がっていたエコー域が再びせばまり、それまで北上していたエコー南縁がゆっくり南下し始める

頃から対流活動が活発になり、時間雨量 40 mm/hr の強い雨が始まっている。

2) 東西にのびる帯状エコーの中に、TBB 分布で解析される波長 110 km の3つの中規模じょう乱(クラスター

—A, B, C)が存在する.

3) クラスターの南で T_{BB} の温度傾度が大きい部分に strong エコーがあり, 下層風の風上側に線状の対流性エコーがつかっている. この線状エコーは東西にのびる帯状エコーと交差している. ただし, クラスターが急速に弱まる時はやや異なる.

4) クラスターの通過経路に沿って強い降雨が記録された. アメダスの10分間雨量を調べると移動速度はクラスターの速度に一致し, 1,000 m の山岳の影響を受けずに一定速度で移動している. しかし, 雨量は山岳を越えた後では1/2~2/3に減っている.

今後は, T_{BB} 分布の中規模解析の解析事例を増し, レーダー・アメダスとの関連についての調査を進めること, さらに中規模と中間規模の関連についての調査が必要である. また, GMS 資料の速報が大雨予測には非常に有効な手段であると思われる.

謝 辞

この調査にあたり松江地方気象台 矢花和一台長には貴重な助言を受け, 本稿を閲読して頂いた. 中国地方の各地方気象台からは, アメダスの10分間データを提供して頂いた. 気象衛星センター 中村和信技術専門官には T_{BB} データを送って頂き貴重な助言を受けた. ここに深く感謝致します.

なお, 本調査には日本気象学会関西支部奨励金の一部を使用しました.

文 献

Akiyama, T., 1979: Thermal stratification in Baiu

frontal medium-scale disturbances with heavy rainfalls, *J. Met. Soc. Japan*, 57, 587-598.

Harrold, T.W., 1973: Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances, *Q.J.R.M.S.*, 99, 232-251.

長谷川隆司, 中村和信, 1981: 寒冷前線に伴う Carrot-Shaped cloud, *天気*, 28, 65-68.

Houze, R.A. *et al.*, 1976: Mesoscale rainbands in extratropical cyclones, *M.W.R.*, 104, 868-878.

石硯ほか, 1974: 九州豪雨のレーダー解析, *気象庁技術報告*, 86, 298-329.

気象研究ノート第138号, 1979.

鳴志田章, 1980: 衛星の天頂角による雲位置の誤差, *天気*, 27, 63-66.

Matsumoto, S. and T. Akiyama, 1970: Mesoscale disturbances and related rainfall cells embedded in the "Baiu Front", with a proposal on the role of convective momentum transfer, *J. Met. Soc. Japan*, 48, 91-102.

Ninomiya, K., 1978: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region (1), *J. Met. Soc. Japan*, 56, 253-266.

———, and K. Yamazaki, 1979: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region (2), Mesoscale features of precipitation, Radar echoes and stratification, *J. Met. Soc. Japan*, 57, 399-413.

里見 穂, 1981: 「ひまわり」画像, レーダー及びアメダス雨量の重ね合せ, *天気*, 28, 381-384.

鳴村 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.