

# 静止気象衛星データからみた長崎豪雨 (1982年7月)の特徴\*

長谷川 隆 司\*\*・二 宮 洸 三\*\*\*

## 要 旨

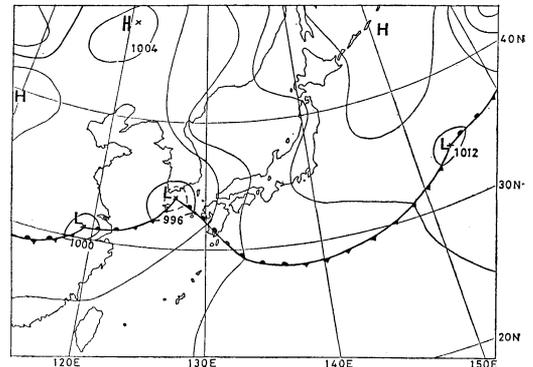
1982年7月23～24日の長崎市を中心とした集中豪雨(長崎豪雨)の特徴を主として静止気象衛星(GMS)データに基づいて調査した結果以下のことがわかった。

1. 低気圧前面で発生し梅雨前線を移動したクラウド・クラスター(K)が長崎豪雨をもたらした。
2. 豪雨に直接関係したクラスターKの動きは遅く、そのあと東シナ海から次々と移動して九州に大雨をもたらしたクラウド・クラスター群(E<sub>S</sub>)の振る舞いとは異なっていた。
3. クラスターKは、850, 700mbのイサロバリック低気圧の前面で発達し、後面で衰弱した。
4. クラスターKは中・下層でのシャー・ラインの南側の高温多湿の場にあり、豪雨時にはこの南東側に顕著な下層ジェットがみられた。
5. クラスターKは豪雨時には停滞し、同時に雲頂温度の低下、低温域の縮小がみられた。

## 1. はじめに

1982年7月23～24日長崎市を中心にして多くの被害を出した“57年7月豪雨”は100mm/hr以上の雨が3時間も続き、1時間最大雨量187mmに達した記録的な豪雨であった。

梅雨前線帯の豪雨については二宮他の総合報告(1980)があり、また集中豪雨の特性については島田(1976)の報告があるが、今回のような豪雨の例は言及されていない。ここでは、気象衛星資料(主に相当黒体温度 $T_{BB}$ 分布)とシノプテック・データを用いて豪雨に直接関係したクラウド・クラスターの振る舞い・構造について報告する。



第1図 地上天気図 1982年7月23日12時(GMT)。

## 2. 降雨状況

1982年7月21日06時(グリニッチ標準時、以下GMTで示す)に中国大陸中部(33°N 113°E)で発生した低気

圧は22日18時までほとんど発達することなく、毎時30kmで東進し、23日00時には済州島付近に達した(中心気圧996 mb)。この低気圧の東進に伴い、九州南海上まで南下していた梅雨前線は北上した。23日12時(第1図)には、低気圧は済州島付近にあり、その中心から南東にのびる前線は長崎県南部から鹿児島をへて四国南海上に達していた。低気圧は24日06時まで非常にゆっくり東進し、中心気圧も変化していない。この間、前線は九州をゆっくり北上し、長崎県では23日夕方から24日朝にかけ

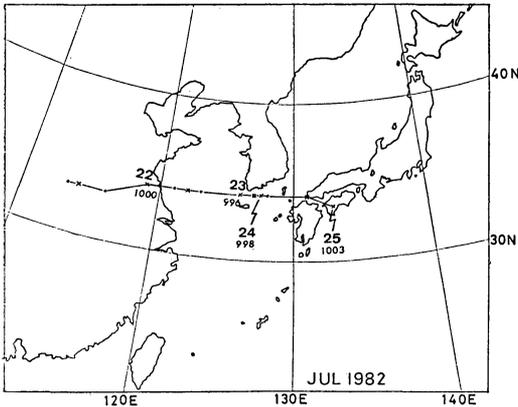
\* Features of Nagasaki Heavy Rainstorm of 23 July 1982 as revealed by GMS observation data.

\*\* Ryuji Hasegawa, 気象庁予報課.

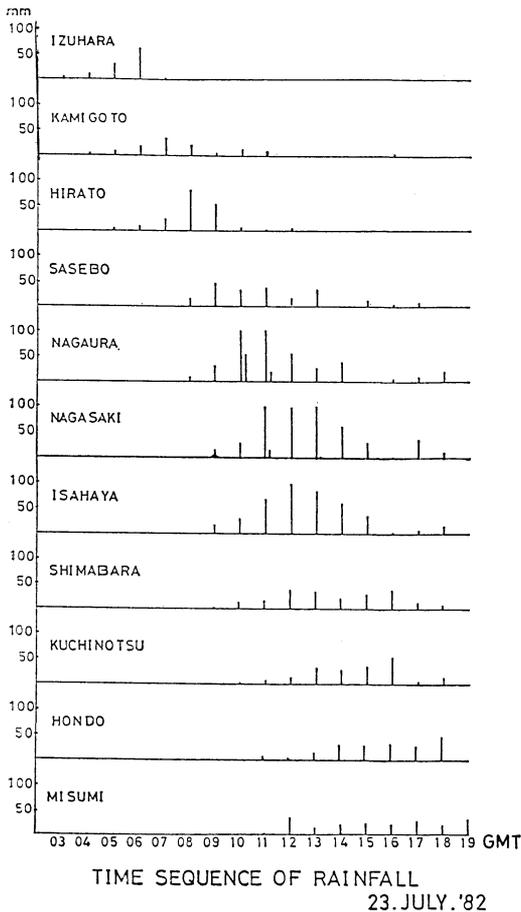
\*\*\* Kozo Ninomiya, 仙台管区気象台技術部.

——1983年12月22日受領——

——1984年7月2日受理——



第2図 6時間ごとの地上低気圧の移動経路と中心気圧（21日06時～25日00時）。



第3図 アメダスによる1時間雨量のタイム・シーケンス。

て豪雨となった。24日06時以後、低気圧は 20 km/hr で東進し、中心気圧は徐々に浅まった（第2図）。

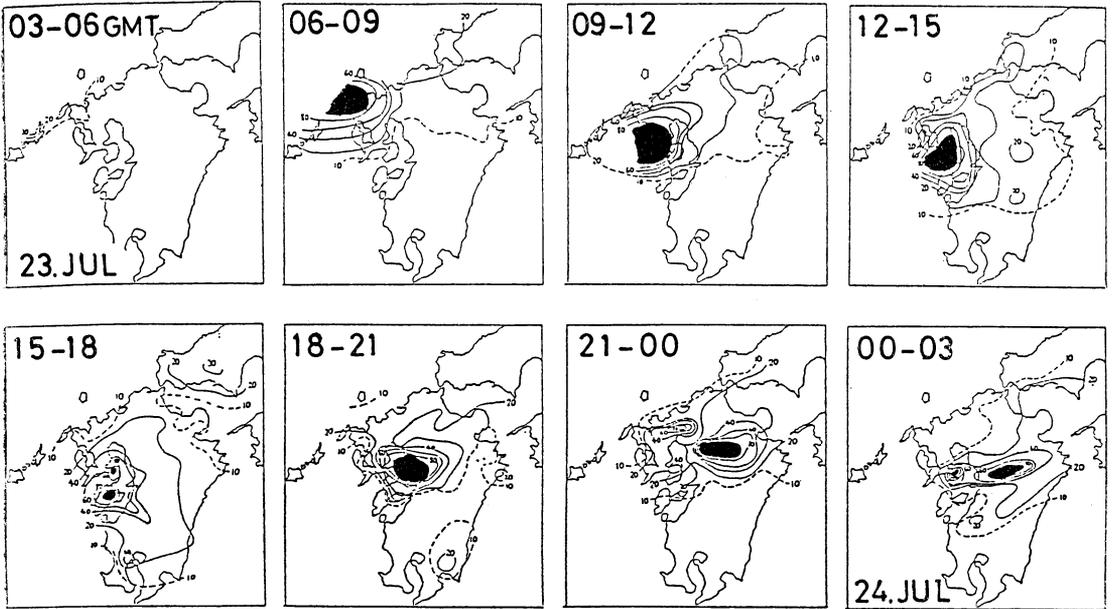
1時間雨量の時系列でみると、厳原から南南東に移動してきた強雨域（第3図）は非常に動きが遅い。この間長崎県長浦岳では23日10時に 153mm/hr、また長崎県長与町役場では11時に 187 mm/hr を観測した。長崎海洋気象台では10～13時の3時間に 100 mm/hr を越す降雨が続いた。このあと、この強雨域はやや弱まりつつ、16時には島原、口之津付近に、18時には熊本県本渡付近まで南下した。その後は東北東方向に移動し、24日には熊本県内で時間雨量 50 mm 以上の大雨を降らせた（第4図）。

### 3. 総観場の特徴

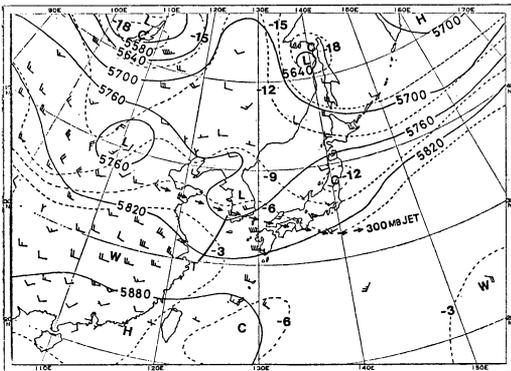
500 mb 天気図によると、23日には樺太付近にある Cold Low から南西にトラフが伸び、23日12時に朝鮮半島に低圧部が形成された。この低圧部は明瞭な寒気を伴っておらず、ここからさらに南西にトラフ（第5図T）が伸びている。低圧部とトラフは非常にゆっくり東進し、24日12時には日本海に Cut-off Low が形成され、トラフは朝鮮海峡から九州西海上にのびている。このトラフが九州地方を通過する25日まで九州地方の大雨は続いた。23日12時の300mb面では、関東東海上にトラフがあり、華南西部には高気圧があって、西北西50ノット以上の強風帯が山東半島、朝鮮半島南部を経て山陰から紀伊半島を通っている（第5図の矢印）。豪雨域は 300 mb 強風軸の南約 300km に位置していた。この相対関係は、山岸・矢花（1968）、二宮（1980）、長谷川・三木（1981）の報告のそれと共通している。また、西日本は華南西部に中心を持つ高気圧の縁辺をまわる北西風とにより発散場となっていた。

次にじょう乱（第1図の朝鮮半島南西岸の低気圧）の構造について述べる。じょう乱（高度場、循環系）の認められるのは500mbレベル以下であり、背の低い点においては、吉住・二宮（1980）の梅雨前線帯の中間規模低気圧と共通している。

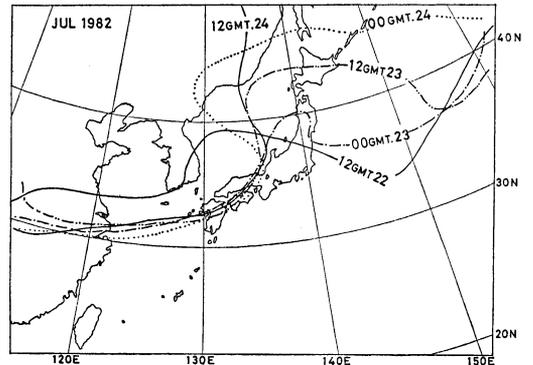
Maddox (1979) は米国の flash flood storm がしばしば対流圏中層のリッジ近傍で発生していることを指摘している。日本の豪雨についてこのような指摘は今までなかったが、このケースでは 700mb 面でみられる低気圧東方のリッジに注目する。22日12時から23日00時に本州中部に移ったリッジは、23日12時には本州東海上で強まった。23日00時から24日12時の期間の 3090 gpm 等高



第4図 3時間雨量分布（1983：坂上 務ほか）黒く塗りつぶした領域は100 mm以上を示す。



第5図 500 mb 天気図, 1982年7月23日12時。  
Tはトラフを示し、矢印は300 mb Jetを示す。



第6図 700 mb の3090 gpm 等高度線の動向。

線の動きをみると（第6図），24日00時には沿海州方面にまで張り出していたリッジは12時以後急速に後退している。九州での大雨の時期はこの東海上でのリッジの強まった時期に一致していた。

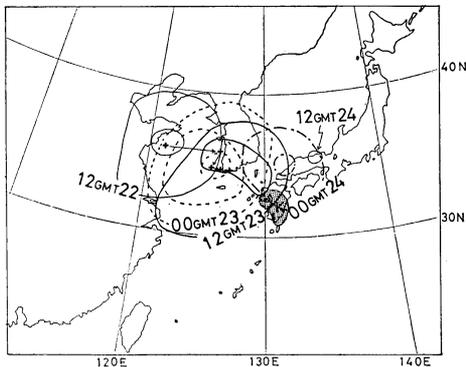
#### 4. クラウド・クラスターと総観場

3時間間隔のGMS雲画像でみると，長崎豪雨に直接関係したクラウド・クラスター（以後クラスターKと呼ぶ）は22日00時頃に発生したと考えられる。一つのクラスターとして連続して追跡することが可能であるが，ク

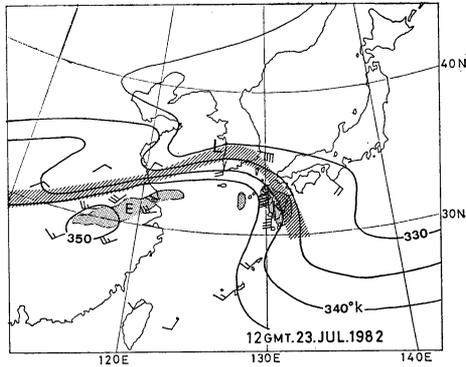
ラスターを構成する同一の積雲が長時間持続したのではなく，積雲対流の集合を維持する循環系が持続したと考えられるべきである。

地上，850mb および700mb天気図でみると，クラスターKは低気圧の前面で発生し，23日06時以後は低気圧から南東にのびる前線のすぐ北側をゆっくり南東進し，23日18時以後（この期間前線は北上していた）には，北東進している。

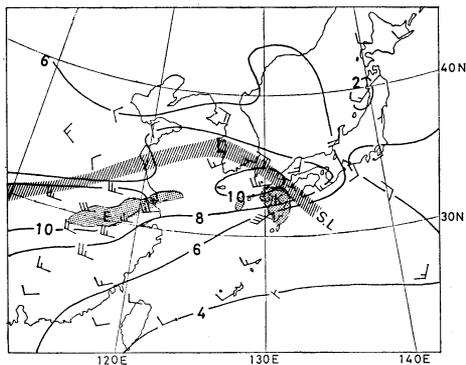
このクラスターに対応する低圧部，循環系は検出されないが，イサロパリック低気圧を検出することができ



第7図 850 mb イサロバリック低気圧の移動。等値線は 60gpm ごとに描いてある。+は12時間ごとの 850 mb 低気圧の位置を示す。点彩域は23日12時におけるクラスターK。



第9図 850mbの風(ノット), 相当温位(°K), シャー・ライン(斜線部)とクラスター. 1982年7月23日12時.



第8図 700 mbの風(ノット)と比湿 (gr/kg) 1982年7月23日12時。斜線部はシャー・ラインを示し、点彩域はクラスターKおよび E<sub>s</sub>を示す。

た。イサロバリック低気圧(24時間の高度変化の負偏差域)は23日00時までは低気圧とほぼ同じ位置にあり、23日00時に最も著しい、23日12時(第7図)にみられる低気圧の中心から九州北部にのびた低圧部はこのイサロバリック低気圧に対応している。このイサロバリック低気圧はそのあと低気圧とは分離して、弱まりつつ20km/hrで東進し、25日00時に消滅した。

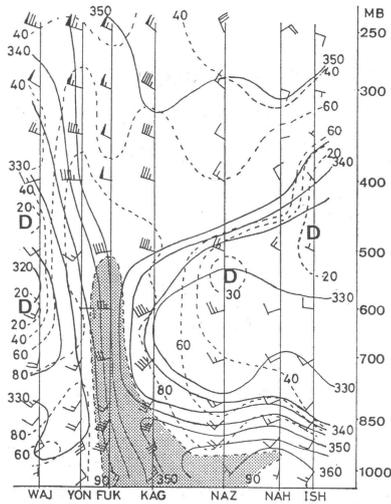
クラスターK(第7図の点彩域)はイサロバリック低気圧の前面(初期には低気圧の前面でもある)で発生・発達し、後面になるに従い衰弱している。対流圏中～下層ではイサロバリック低気圧に関連して明瞭なシャー・ラインがみられる。23日12時には700mb面(第8図)お

よび850mb面(第9図)で朝鮮半島南西部から対馬をとり、豊後水道にかけて明瞭なシャー・ライン(図中、斜線部)がみられ、このシャー・ラインの南側にクラスターK(点彩部)が位置している。またこのシャー・ラインの南側に強風域があり福岡では45ノット(南風)、鹿児島では33ノット(南南西風)の風が観測されている。豪雨に伴うS～SW下層ジェットはしばしば観測されるものであり、従来の報告と共通している。

なお、850mbにおける高比湿域(15gr/kg以上)は東シナ海南部から九州南部にあり、長崎付近に高温潤(相当温位345°K)域が入り込んでいる(第9図)。

一方、中国中部から東シナ海にのびるクラスター群(以後クラスター群 E<sub>s</sub>と呼ぶ)は21日18時以後明瞭となり、低気圧(L)から揚子江の北を通って西南西にのびるシャー・ライン(第8, 9図斜線部)も明瞭である。このシャー・ラインの南側ではWSW風にともない高比湿気塊がシャー・ラインに沿って低気圧の南に入り込み、高比湿域はクラスター群 E<sub>s</sub> の位置に一致している。23日12時には、中国大陸の高比湿域とは孤立した形で10 gr/kg以上の領域が済州島から九州北部にみられ(第8図)、これは大陸の高比湿域とは起源が異なっていると考えられる。

第10図は23日12時における南北断面(輪島, 米子, 福岡, 鹿児島, 名瀬, 那覇, 石垣島)である。豪雨域の南方の下層では相当温位が非常に高く、一方中層は乾燥・低相当温位で、対流圏中層までは対流不安定である。しかし、豪雨域(鹿児島～福岡)では不安定は解消され、下～上層まで湿潤中立である。これは積雲対流の混合作用(二宮, 1980)を示すものと思われる。豪雨域南側の



第10図 輪島から石垣島に至る南北断面図，1982年7月23日12時。実線：相当温度°K，点線：相対湿度%（点彩域は90%以上の領域）矢羽根：風向，風速ノット。

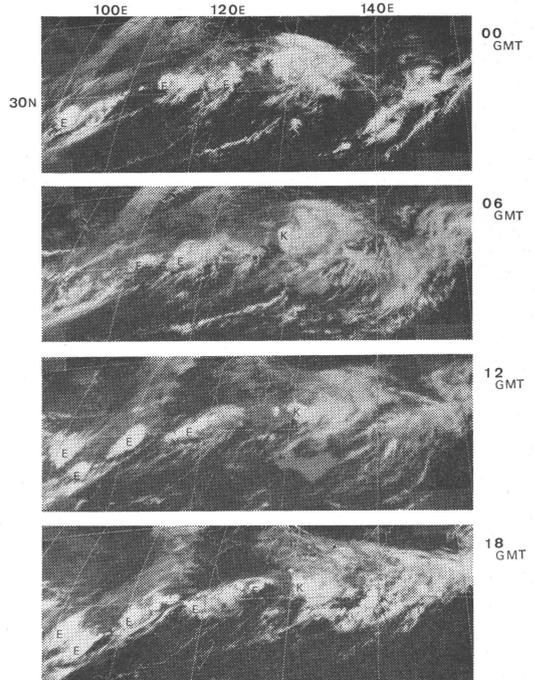


写真1 1982年7月23日00, 06, 12, 18時ににおける赤外画像の6時間ごとのクラスター-Kとクラスター群Esの動向。

下層での湿潤域は豪雨域では上層にまで伸び、500 mbに及ぶ幅の狭い湿潤域を形成している。

Maddox (1982) は Mesoscale Convective Complex (MCC) による烈しい雷雨は強い持続的な下層での暖気移流によって形成される条件付不安定場において発達することを指摘しており、また二宮 (1978) は梅雨期の集中豪雨では上層の寒気移流は必ずしも強くなく、成層を不安定化する基本的な要因は下層の強い暖湿気移流であることを強調している。このケースでも、第10図の風の場合からみて地上より400mb近傍まで暖気移流が顕著（下層から上層にかけて風向が順転）だが、より上層での寒気移流はみられない。

### 5. クラウド・クラスター-Kとクラウド・クラスター群Esの存在

この豪雨の特徴の一つは華中から東シナ海にかけて次々と移動してくるクラウド・クラスター群Esである。それらは21日18時頃から明瞭となり、短い間隔（700~800 km）をもったクラウド・クラスターとして観測される（写真1でEsを符してある）。

第11図は23日03時から24日06時までの3時間ごとのGMSで得られたT<sub>BB</sub>分布図である。最も外側の等値線は-30°Cで、-10°Cごとに描かれている。

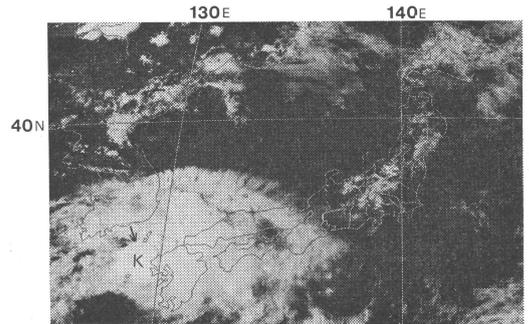
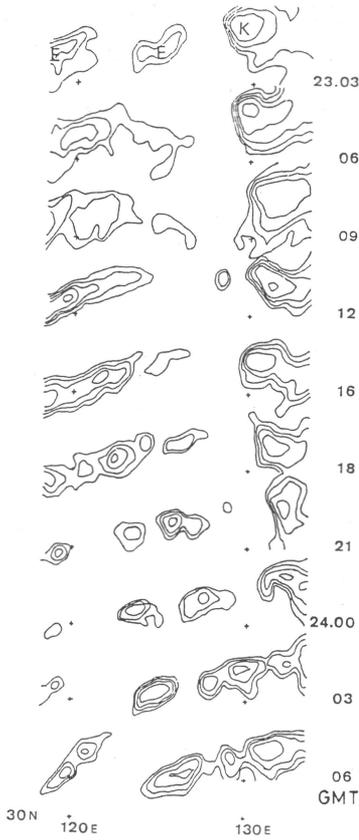


写真2 1982年7月23日06時の可視画像。矢印は注目しているクラスター-Kを示す。

一方、九州北西部から南部にかけてゆっくり南東進している直径約250kmの円形の巨大なクラウド・クラスターK（写真2で矢印で示す）があり、このクラスターKが長崎市周辺の集中豪雨に関係している。ここで注目すべきことは最も強い降雨が観測された08~13時では、クラスター群EsはクラスターKに合流しておらず、合流以前にクラスター群Esは衰弱している（第11図）。クラスター群EsとクラスターKの合流がみられたのは23



第11図 クラスタ-Kとクラスタ群 E<sub>S</sub> の T<sub>BB</sub> 時系列分布. 1982年7月23日03時~24日06時.

日14時以後であった.

6. クラウド・クラスターKの構造

クラウド・クラスターKについてほぼ毎時の T<sub>BB</sub> 分布図を 129.5~130.0° E の 0.5 度幅に切り取って並べた T<sub>BB</sub> のタイム・セクションを作成したのが第12図である. これから次の特徴がみられる.

1) 南下してきた T<sub>BB</sub> 低温域は 9~13時 長崎市 (32° 44'N) 付近に停滞し, 14時以後再び南下した.

2) 9~13時は低温域が縮小し, 11時10分に雲頂温度が最も低下した.

3) 上層風上側 (西側) での温度傾度は大きく, 特に豪雨時に極めて大きい.

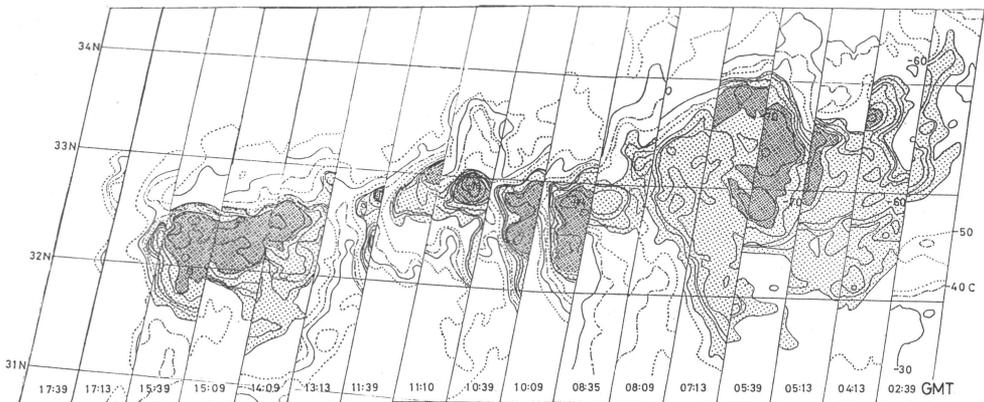
3) について, さらに詳しく検討してみたのが第13図で, 第13図はクラスターKでおおわれた 5 地点 (大瀬戸, 長浦岳, 大村, 長崎, 諫早) を含む 129.5~130.0° E と 32.5~33.0° N のメッシュ内の西端の T<sub>BB</sub> とメッシュ内で最も低い T<sub>BB</sub> の時間変化を上記 5 地点の 1 時間平均雨量とともに示したものである.

この図から次のようなことがいえる.

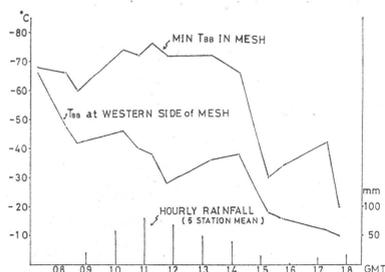
1) メッシュ内の Min T<sub>BB</sub> は雨量が増大した 9時から急激に低下した. 50mm/hr 以上の豪雨のあった 10~14時は -70°C 以下が持続し, 11時に極小値 (-78°C) となった. 14時以後は急激に減少した.

2) 西端部の温度は10時から昇温し, 雨量のピーク時にやや遅れて12時に最も高い.

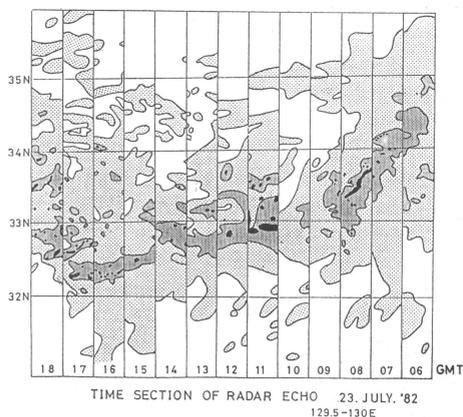
3) すなわち, 豪雨期間中, メッシュ内の温度傾度が極めて大きく, 特に10~12時は時間と共に増加した.



第12図 クラスタ-Kのほぼ1時間ごとの T<sub>BB</sub> タイム・セクション. 1982年7月23日. 等値線は T<sub>BB</sub> ≥ -60°C は 10°C ごとに, T<sub>BB</sub> < -60°C は 2°C ごとに描いてある. 濃い点彩域は T<sub>BB</sub> < -70°C, 薄い点彩域は -70°C < T<sub>BB</sub> < -60°C



第13図 129.5~130.0° E, 32.5~33.0° N のメッシュ内の西端部の  $T_{BB}$  とメッシュ内の  $Min T_{BB}$  の時間変化とメッシュ内5地点の1時間平均雨量。1982年7月23日。



第14図 福岡レーダーによるレーダー・エコーのタイム・セクション。

STG: 黒く塗りつぶした領域  
MDT: 濃い点彩域  
WK: うすい点彩域

以上の長崎豪雨の  $T_{BB}$  分布の特徴は他の豪雨についても見出されている。例えば、二宮他 (1981) は梅雨期における Cb クラスタについて  $T_{BB}$  が  $-40^{\circ}\text{C}$  以下の high cloud shield の西 (風上) 端で、 $T_{BB}$  の傾度が極めて強く、そこが最も強雨域の上空に位置していると報告しており、また Maddox (1981) は MCC による大雨域は強い温度傾度の西にみられることを指摘している。松長 (1983) も長崎豪雨を GMS 赤外データを用いて解析し同様な結論を得ている。

福岡レーダーによるエコー図を  $129.5\sim 130.0^{\circ}\text{E}$  の  $0.5$  度幅に切り取り時間順に並べたタイム・セクション

1984年9月

(第14図) から、次の特徴がみられた。

1) エコー強度 MDT (雨量強度  $4\sim 16\text{ mm/hr}$ ) 以上のエコーは 06 時以後、ほぼ同一の速さで南東進したが、11~14 時には  $32.8^{\circ}\text{N}$  付近に停滞した。11 時には、STG ( $16\text{ mm/hr}$  以上) 域が東西に伸びた分布を示していた。15~17 時には南下したのち、 $32.3^{\circ}\text{N}$  付近に停滞した。

2) 10~14 時には WK ( $4\text{ mm/hr}$  以下) を含むエコー域のバンド幅が狭くなった。

二宮・山崎 (1979) は梅雨期の豪雨のレーダー観測の結果、並~強エコーが急激に増加した強雨のピーク時には弱いエコーが減少することを指摘しており、これは強い対流が発達すると、周辺の弱い対流が抑制されることを示している。エコーのバンド幅が狭くなることはこれを示唆しているといえよう。なお、10~13 時は  $100\text{ mm/hr}$  の強雨が発生したが STG エコーが少ないのは連続した強雨域による減衰のためと思われる。

### 7. まとめ

以上の調査から長崎豪雨の特徴は次のようにまとめられる。

#### (1) 停滞したクラウド・クラスター

豪雨は停滞したクラウド・クラスター K によってもたらされた。

(2) 豪雨に直接関係したクラスター K と総観場との関係。

a. クラスタは地上低気圧前面で発生し、前線を南東進した。

b. クラスタは  $850\sim 700\text{ mb}$  のイサロバリック低気圧の前面で発達し、後面で衰弱した。

c. クラスタは中・下層でのシャワー・ラインの南側の高温多湿の場にあり、そこでは豪雨時には顕著な下層ジェットがみられた。

d. クラスタの南側下層は対流不安定であったが、豪雨域では湿潤中立となっていた。

#### (3) 総観場の特徴

a. じょう乱の高さは  $500\text{ mb}$  以下であった。

b.  $700\text{ mb}$  リッジが日本の東海上で強化し停滞していた。

c. 上・中層の寒気移流はなく、地上から  $400\text{ mb}$  近傍まで暖気移流となっていた。

#### (4) クラウド・クラスター K の振る舞いと構造

豪雨時には

a. クラスタは停滞し、その低温域が縮小し、温度が低下した。

b. クラスタ内の上層風上側での  $T_{BB}$  温度傾度が大きい所で豪雨が発生した。

c. レーダー・エコーでもエコーの停滞、エコー域の縮小がみられた。これは周辺の大気活動が弱まったことを示唆している。

しかしながら、強雨の停滞と継続、大量の降水の説明には至っておらず、これらは残された問題である。

### 謝 辞

気象衛星資料に関して、気象衛星センターデータ処理課の中村和信 調査官に、またアメダスによる雨量算出については予報課の饒村 曜 調査係長にお世話になった。また電子計算室の古賀晴成 予報官(現 大阪管区気象台)にはじょう乱の構造について議論して頂いた。ここに三氏に感謝の意を表します。

### 文 献

福岡管区気象台, 1982: 昭和57年7月23日から25日にかけての梅雨前線による九州及び山口県地方の大雨, 災害時気象調査報告書, 1-56.

長谷川隆司, 三木芳幸, 1981: 上層風ベクトルからみた梅雨期の大雨, 天気, 28, 175-179.

気象衛星センター, 1982: 昭和57年7月豪雨気象衛星資料集, 気象衛星センター技術報告別刷, 1-56.

Maddox, R.A., L.R. Hoxit, C.F. Chappell and F. Caracena, 1978: Comparison of meteorological aspects of the Big Thompson and Rapid City flash floods, Mon. Wea. Rev., 106, 375-389.

———, C.F. Chappell and L.R. Hoxit, 1979: Synoptic and meso- $\alpha$  scale aspects of flash flood events, Bull. Amer. Met. Soc., 60, 115-123.

———, 1980: Mesoscale convective com-

plexes, Bull. Amer. Met. Soc., 61, 1374-1387.

———, Faye Cannova and L. Ray Hoxit, 1980: Meteorological characteristics of flash flood events over the western united states, Mon. Wea. Rev., 108, 1866-1877.

——— and C.A. Doswell III, 1982: An examination of jet stream configurations, 500mb vorticity advection and low-level thermal advection patterns during extended periods of intense convection, Mon. Wea. Rev., 110, 184-197.

———, D.J. Perkey and J.M. Fritsch, 1981: Evolution of upper tropospheric features during the development of a mesoscale convective complex, J. Atmos. Sci., 38, 1664-1674.

松長高雄, 1983: 赤外データ等値線作画処理とその応用例, 気象衛星センター技術報告, 7, 39-46.

二宮洗三他, 1980: 梅雨前線帯の豪雨, 気象研究ノート, 138, 1-277.

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

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

———, M. Ikawa and T. Akiyama, 1981: Long-lived medium-scale cumulonimbus cluster in Asian subtropical humid region, J. Met. Soc. Japan, 59, 564-577.

坂上 務, 1983: 昭和57年7月豪雨災害に関する調査研究(長崎を中心とした豪雨災害), 5-29.

Shimada, M., 1976: Characteristics of the evere rainstorm, Geophys. Mag., 37, No. 4, 271-307.

矢花和一, 1969: 大雨時(台風を除く)におけるシノプティックパタンの特徴, 全国予報技術検討会資料(福岡管区気象台), 75-92.

山岸米二郎, 1968: ジェット気流南側の高気圧性シヤールと豪雨, 全国予報技術検討会資料(気象庁予報部), 82-86.