

島根県南西部の豪雨の解析

—昭和60年7月6日—*

渡部 浩章**・栗原 和夫***

要 旨

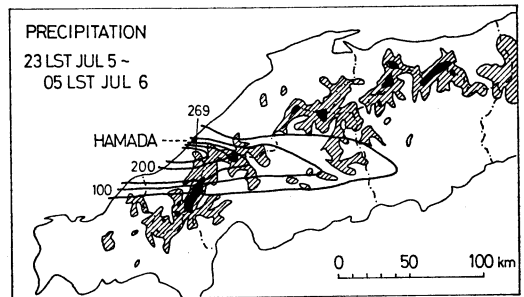
昭和60年7月5日から6日にかけて島根県南西部で豪雨となった。総観場は昭和58年7月豪雨に酷似している。豪雨域では対流圏中層への乾燥した気塊の移流と下層への暖気移流により対流不安定となっている。豪雨域の風上で発生したエコーは豪雨域に近づくにつれて急速に発達しており、58年7月豪雨と同じく地形の影響によってエコーが発達していると考えられる。豪雨域の frontogenesis は小さい。また、豪雨域では南からの対流圏下層への水蒸気収束が、対流圏下層および中層の三次元収束となっている。

1. はじめに

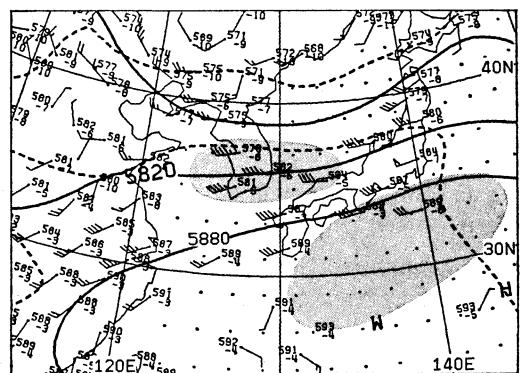
昭和60年7月5日の23時頃から6日の早朝にかけて、島根県南西部を中心に6時間に250mmを越す集中豪雨があった。その場所は昭和58年7月豪雨とはほぼ同じであるが、雨量は約2分の1であった。昭和58年豪雨について渡部(1985)やWatanabe and Ogura(1987)が解析しており、これと今回解析した豪雨の総観場は酷似している。

また、Ninomiya *et al.* (1984) は昭和57年の長崎豪雨について解析しているが、長崎豪雨と今回の豪雨ではいくつかの違いが見られる。更に、Ninomiya らは数値モデルによる予報実験を行い、その結果を解析している。その予報実験では長崎豪雨についてかなり正確にシュミレートし、豪雨域の水蒸気収支や対流不安定等を調べている。

今回の報告では昭和58年7月豪雨や長崎豪雨と比較しながら、最初に総観場やレーダーエコーの解析について説明し、次に UFM モデル (25.4 Km 格子) の予報実験の結果について述べ、その特性のいくつかを明らかに



第1図 総雨量. 1985年7月5日23時～6日05時.
斜線は海拔500m以上, 黒色は1000m以上.

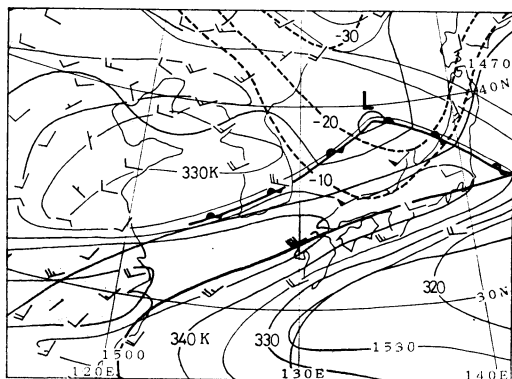


第2図 500 mb 天気図. 1985年7月5日21時. 陰影域は飽差25°C以上の乾燥域.

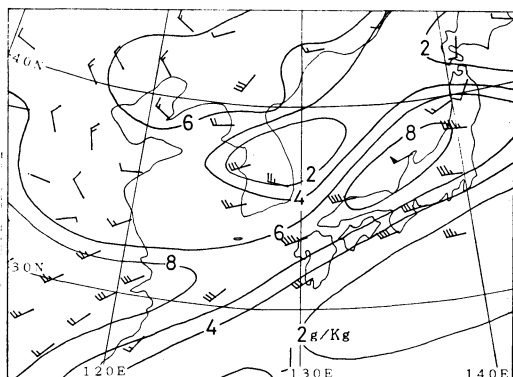
* Analysis of a heavy rainfall at south west district of Shimane prefecture on July 6, 1985

** Hiroaki Watanabe, 広島地方気象台 現在は松江地方気象台.

*** Kazuo Kurihara, 気象庁数値予報課.
—1987年11月19日受領—
—1988年7月27日受理—



第3図 850 mb 天気図。1985年7月5日21時。太線はコンターで太破線は前12時間の偏差，細線は相当温位，陰影域は相当温位 445K 以上の湿潤域。



第4図 700 mb 混合比。1985年7月5日21時。単位は g/kg。

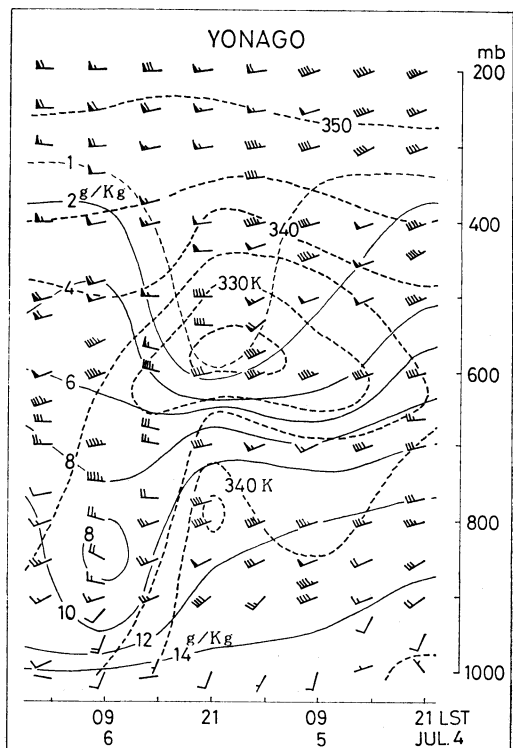
する。

2. 実況値による解析

2.1 総観場

第1図は5日23時から6日05時までの6時間雨量を示す。100 mm 以上の雨域は南北約 50 Km の狭い領域内に集中しており、沿岸部で最も雨量が多く、中国山地の東側では次第に雨量が少なくなっている。

豪雨の起こる直前の5日21時の500 mb 天気図(第2図)では、中国東北区に弱い谷があるが西日本は西南西の流れになっている。図の陰影域は飽差 25°C 以上の乾燥域で朝鮮半島から中国地方にのびる乾燥域は華北から追跡できる。

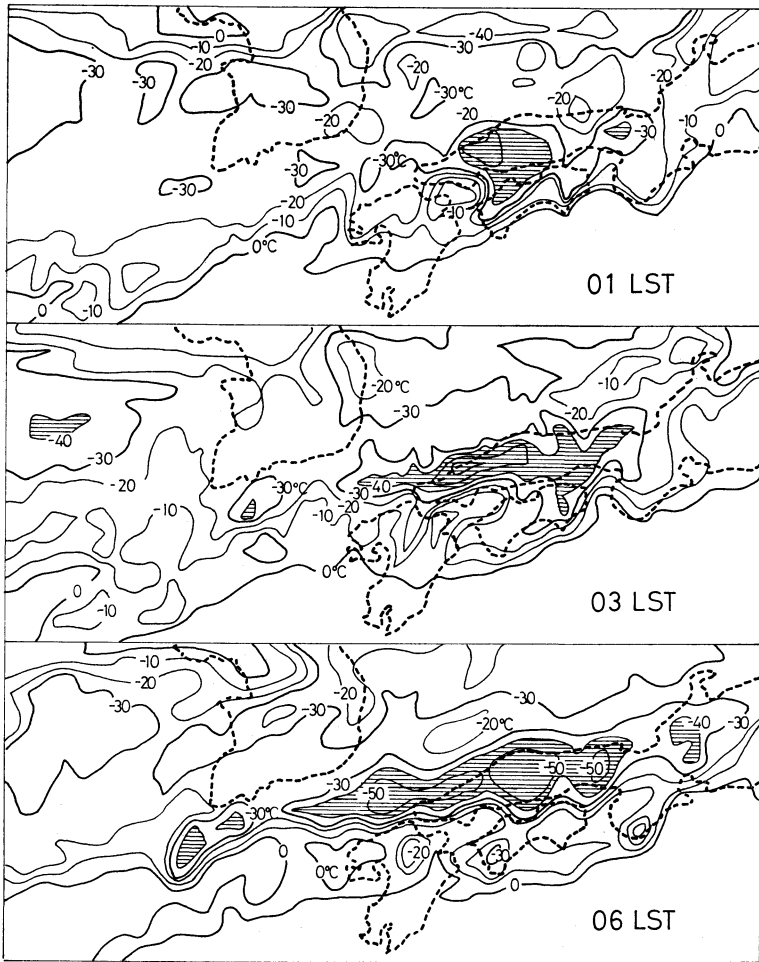


第5図 米子の高層時間断面図。1985年7月4日09時—6日21時。実線は混合比，点線は相当温位。

第3図の850 mb でみると日本海中部に低気圧があり、これから南西にのびる前線は朝鮮南部を通過している。そして、九州北部から関東にのびる相当温位 340K 以上の湿潤域があり、米子では50ノット以上の下層ジェットが出現している。また、図中に太い破線で示したように前12時間の高度下降域の中心は中国東北区にあるが、米子は -10 m 程度である。これらは共に昭和58年7月豪雨の場合と非常によく似ている。しかし、長崎豪雨の場合(Ninomiya *et al.*, 1984)と異なり、豪雨域にはメソ α スケールの低気圧やイサロバリックローはない。

第4図は700 mb の混合比を示している。九州北部から東北地方にかけて $6\sim 8\text{ g/Kg}$ と大きく、朝鮮半島中部と南海上には乾燥域が広がっている。豪雨域の北側に乾燥域を伴うことは他のケースでも多く、昭和58年7月豪雨のときにもみられる(渡部, 1985)。

次に米子の高層時間断面図(第5図)でみると、対流



第6図 TBB 分布図, 1985年7月6日. 上から01時, 03時, 06時, 横線は -40°C 以下.

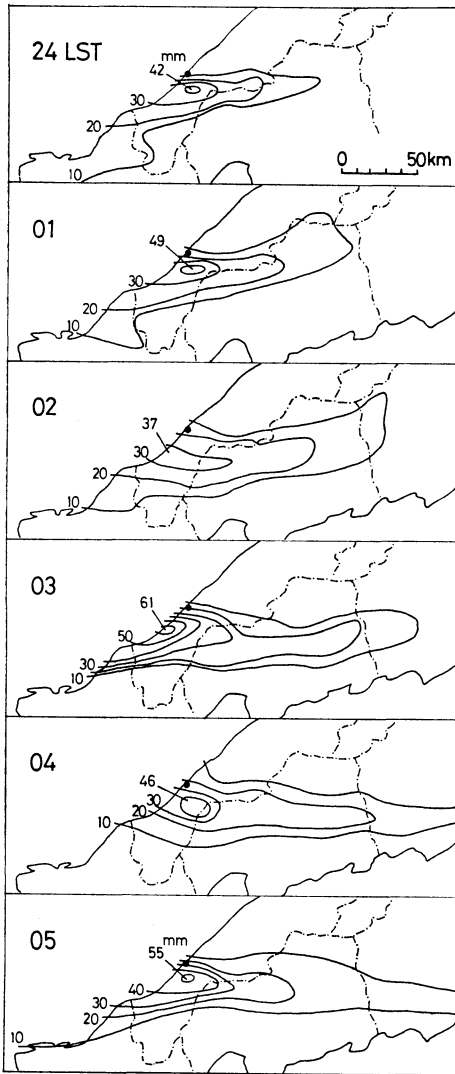
図下層で暖湿気流が続いている中で、5日21時の600 mb 付近に顕著な低相当温位の気塊が流入して大きな対流不安定を作り出している。これは混合比が非常に小さい気塊の流入によるもので、前に述べたように500 mb で追跡すると華北付近から移流している。

昭和58年7月豪雨の場合も700 mb 以下への暖湿気流と700~400 mb への乾燥した冷たい気塊の流入により大きく対流不安定となっている(Watanabe and Ogura, 1987)が、主に下層への暖湿気流により対流不安定となった長崎豪雨の場合(Ninomiya et al., 1984)とやや異なる。

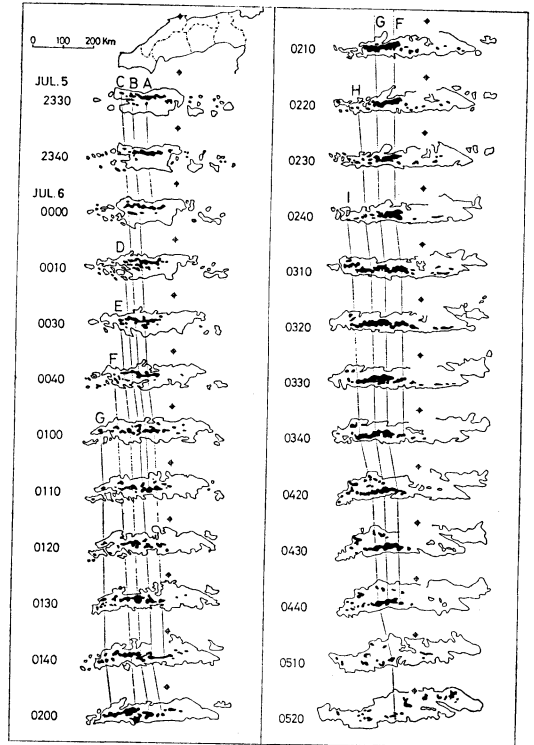
2.2 メソスケール解析

気象衛星のTBB分布によると、6日01時には豪雨となっている島根県南西部に -50°C 以下の発達した雲域がある(第6図)。03時にはこれに更に発達して -60°C 以下になっている。これらはいずれも前線付近を西から移動してきたものが、中国地方で急に発達していることをここで強調しておきたい。06時には朝鮮海峡から中国地方にやや活発な雲が連なっているが、雨は弱まっている。

第7図は5日24時から6日05時にかけてのアメダスの1時間雨量を10 mm/h ごとの等雨量線で示してある。



第7図 1時間雨量分布. 1985年7月5日24時—6日05時.



第8図 松江レーダーによるエコーセルの追跡. 1985年7月5日23時30分—6日05時20分. 黒色はM, 実線はWエコー.

豪雨域はほとんど移動せず中国山地の風上で40~60 mm/h のピークを示し, 山地を越すと 30 mm/h 以下の雨に弱まっている.

第8図は松江レーダーの35ミリフィルムから調べたエコーセルを, 5日23時30分から6日05時20分にかけて追跡してある. A-I の9コの主なエコーセルが追跡できる.

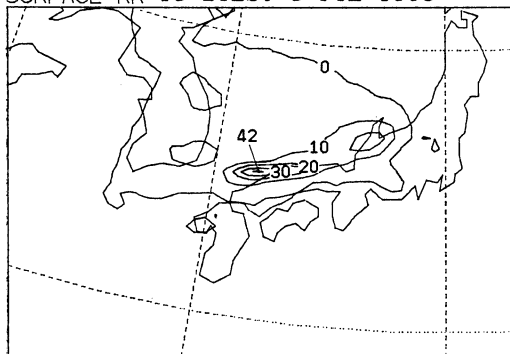
5日24時の福岡レーダーで見ると対馬付近まで線状の

エコーがのびているが, この付近のエコーは弱い. 6日03時には線状エコーの先端は更に西にのびている. しかし, エコー頂高度は山口県沖で最も高く 13.5 Km に達している. 同時刻の TBB (第6図) でも朝鮮半島の南海上までやや活発な雲がある. 昭和58年7月豪雨の場合, 山口県沖で発生したエコーが急激に発達していたのに比べると, エコーの発生点は西に移っている.

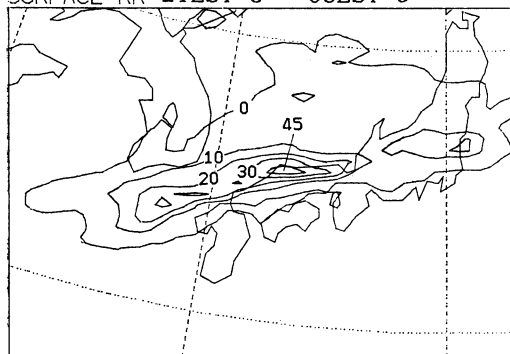
これらのエコーは日本海の低気圧の暖域で発生しており, 温暖前線上に直角なエコーバンドが出現している長崎豪雨 (Ogura *et al.*, 1985) の場合と異なる.

Tao and Soong (1986) は三次元数値実験によって, 対流不安定な中でバンド状の対流雲が生成されることを示している. そして, Watanabe and Ogura (1987) によると昭和58年7月豪雨の場合には Danard (1977) の一層モデルで調べると, 中国山地の影響で日本海沿岸が収東域となりそれがエコーを強化している. 今回の豪雨の場合も全く同様と考えられる.

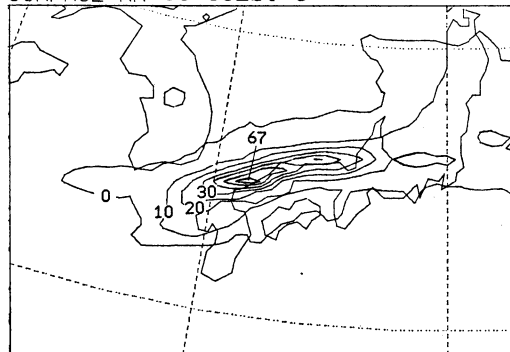
SURFACE RR 15-21LST 5 JUL 1985



SURFACE RR 21LST 5 - 03LST 6



SURFACE RR 03-09LST 6

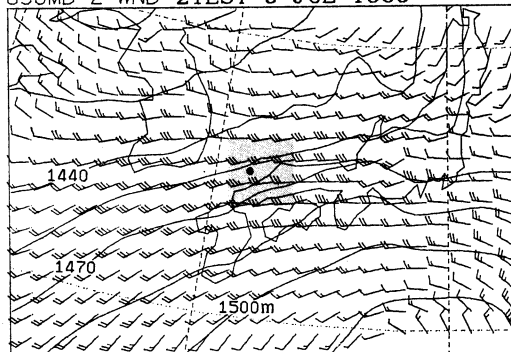


第9図 予想雨量. 1985年7月5日09時イニシアル, 上から T=06~12, 12~18, 18~24.

3. 予報実験の解析

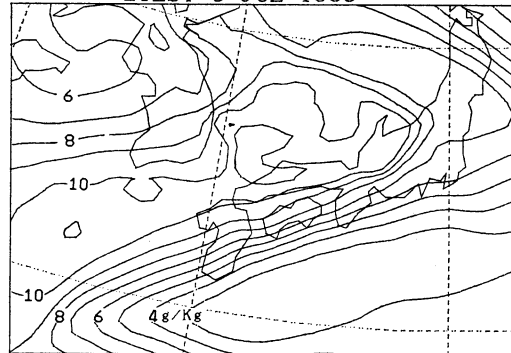
次に5日09時をイニシアルとした UFM モデル (13層, 25.4 Km 格子) による予報実験の結果を解析する。これは昭和63年2月まで気象庁のルーチン予報で使用されていた VFM モデル (13層, 63.5 Km 格子) の格子を2.5分の1にしたもので、物理過程等は VFM モデルと全く同様である。予報は24時間行い、1格子おき

850MB Z WND 21LST 5 JUL 1985



第10図 850 mb 予想図. 1985年7月5日21時. 実線はコンター, 矢羽1本は10ノット. 黒丸は温度移流の最大値点, 陰影域は水蒸気フラックスの計算領域.

700MB Q 21LST 5 JUL 1985



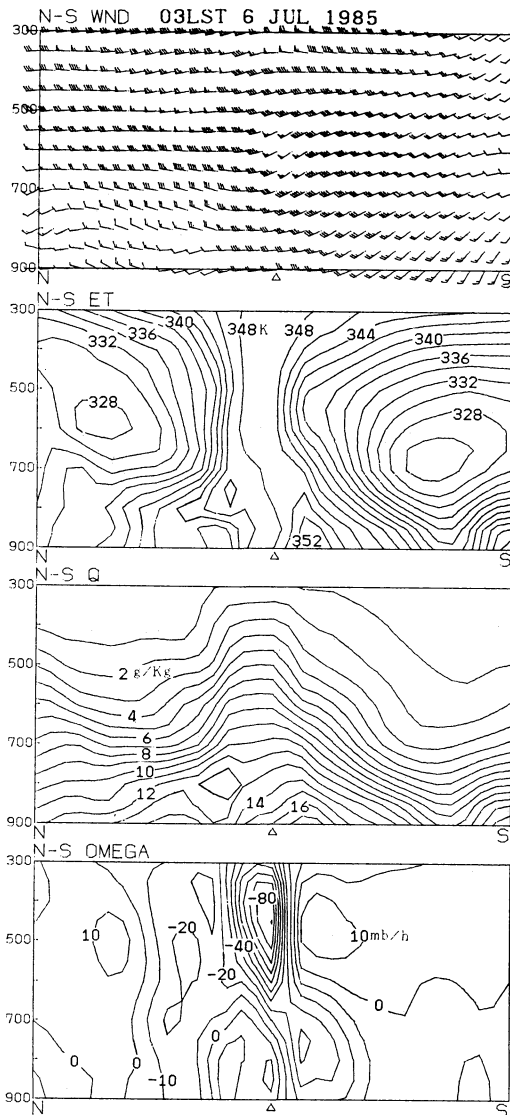
第11図 700 mb 予想図. 1985年7月5日21時. 実線は混合比.

(50.8 Km 格子) で T=9 から T=24 までの3時間ごとのデータを用いて解析した。

予報実験で豪雨そのものを正確にシミュレートすることは物理過程等が不十分なので不可能であるが、豪雨の背景にあってそれを引き起こすより大きな場を解析できると思われる。

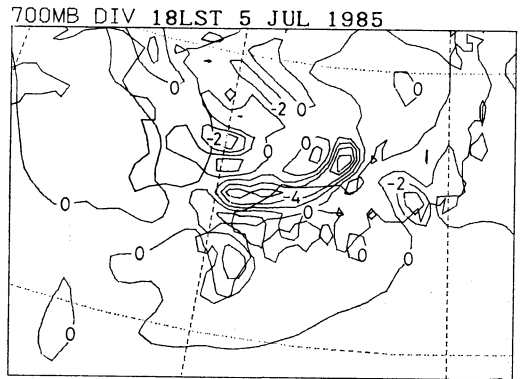
第9図は6時間毎の予想雨量を示しており、山陰沿岸にまとまった雨量が予想されている。予想された総雨量は実況の2分の1である。また、実況では、23時すぎから本格的な雨となっているので、予報実験の方が約5時間早い。

昭和58年7月豪雨の予報実験では雨域が風下に流れて



第12図 豪雨地点を通る南北断面図。1985年7月6日03時。上から風(矢羽1本10ノット)、相当温位(K)、混合比(g/kg)、上昇流(mb/hr)。

しまっている(Ninomiya *et al.*, 1984, Kurihara *et al.*, 1987)が、今回のUFMによる予報実験では豪雨域は風下にあまり流れておらず、降雨の予想はほぼ成功している。その他の予想場も、後に述べるように、いくつかの点で違いはあるものの、大局的に見ればうまく予想されている。



第13図 700 mb における発散。1985年7月5日18時、単位は $10^{-5}/s$ 。

以下では特にことわらないかぎり5日21時(T=12)における予想結果を示す。

3.1 総観場

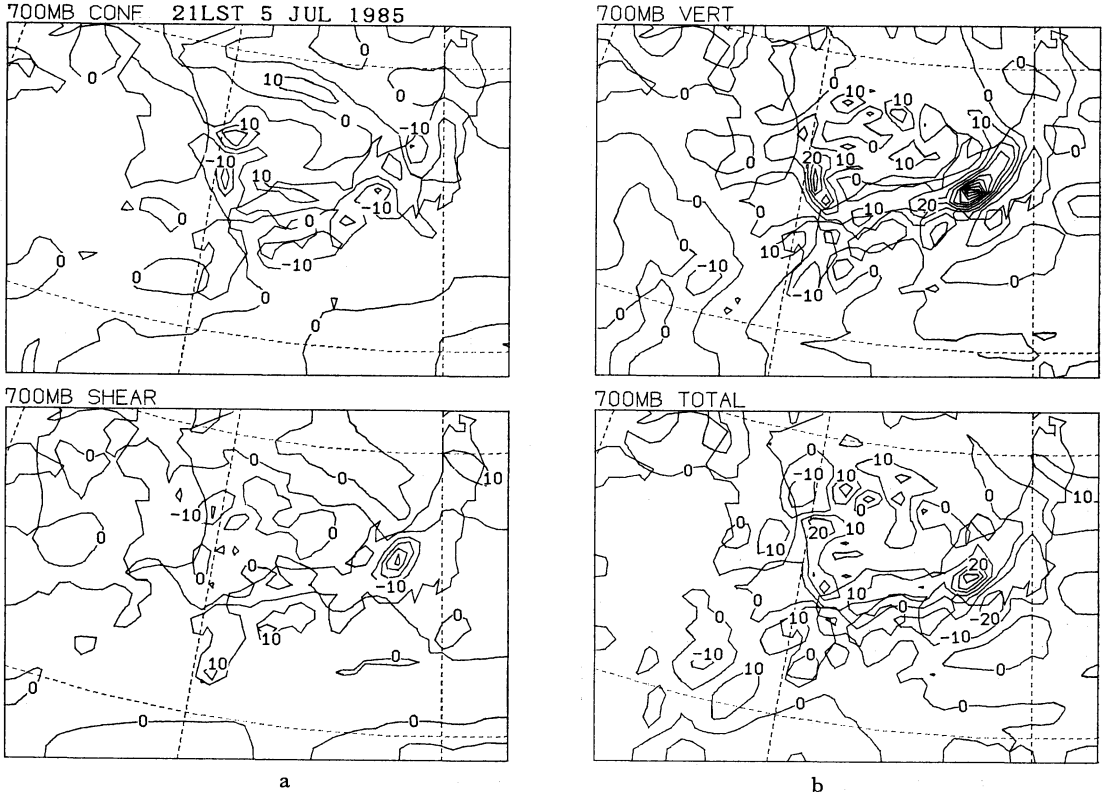
第10図は850 mbの高度と風を示している。長崎豪雨では豪雨域に南西風と南東風の明瞭なシアラインが形成され、水蒸気の収束に重要な役割を果たしていたが(Ninomiya *et al.*, 1984, Ogura *et al.*, 1985)、今回の豪雨では昭和58年7月豪雨の場合と同様、シアラインははっきりしない。

700 mbの混合比で見ると10 g/kg以上の領域が東シナ海北部から北陸地方にのびている(第11図)。しかし、実況では朝鮮半島にある顕著な乾燥域は表現されていない。南海上の乾燥域は太平洋高気圧に対応している。

第12図は6日03時においての、豪雨域を通る南北方向の鉛直断面図である。豪雨域(Δマーク)のほぼ真上の600 mb付近に西風と南西風のシアをもつ強風核があるが、前に述べたように長崎豪雨の場合のシアよりかなり小さい。また、相当温位を見ると豪雨域の南側では900 mbで338 K、700 mbで326 Kとなっており、大きな対流不安定となっている。一方、豪雨域では大きな混合比を持つ相当温位348 Kの湿潤中立層が見られる。また、500 mb付近を中心に100 mb/hの大きな上昇流がみられる。

豪雨が続くためには下層で水蒸気が収束することが必要である。第13図は700 mbの発散を示しており、山陰には東西方向に細長い収束域がある。800 mbでも同様である。

また、Anthes *et al.* (1982) は frontogenesis 量とし



第14図 700 mb における frontogenesis. 1985年7月5日21時. 単位 10^{-10} K/m/s.

て次の式を考え、約 100 km 格子のモデルによる予報実験の解析で、前線付近では 10×10^{-10} K/m/s の大きさを計算している。

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} |\nabla_{\sigma} \theta_e| &= |\nabla_{\sigma} \theta_e|^{-1} \left\{ - \left[\left(\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \right)^2 \frac{\partial u}{\partial x} + \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right)^2 \frac{\partial v}{\partial y} \right] \right. \\ &- \frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) - \left[\left(\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial \theta_e}{\partial \sigma} \right) \frac{\partial \sigma}{\partial x} + \left(\frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial \sigma} \right) \frac{\partial \sigma}{\partial y} \right] \\ &\left. + \left[\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{d\theta_e}{dt} \right) + \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d\theta_e}{dt} \right) \right] \right\} \end{aligned}$$

この内、第1項 (confluence term)、第2項 (shearing term) と第3項 (vertical term) を 700 mb 面において計算したのが第14図である。800 mb においても同様である。中国地方では confluence term がやや大きい、shearing term と vertical term は小さい。これらの合計で見ると、豪雨の起っている山陰で frontogenesis は小さい。これは豪雨域付近で θ_e の傾度が小さい事からも推定できる。今回の豪雨は θ_e の傾度の強まるような前線活動の強化によりもたらされたものではない事が

わかる。

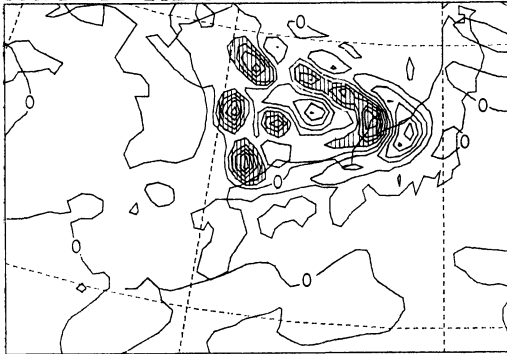
3. 2 対流不安定の生成

豪雨が起るためには対流不安定の生成がその条件になっていることはよく知られている。移流による対流不安定の生成は次式の上層と下層の相当温位による時間変化の差により見積ることが出来る (Ninomiya *et al.*, 1984)。

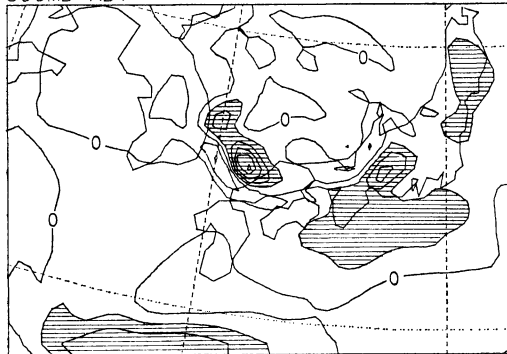
$$\frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial \theta_e}{\partial p} \right)_{AD} = \frac{\partial}{\partial p} \left(\nabla \theta_e + \omega \frac{\partial \theta_e}{\partial p} \right)$$

第15図は 500 mb と 800 mb における相当温位の三次元移流 $(\partial \theta_e / \partial t)_{AD} = -\nabla \theta_e - \omega (\partial \theta_e / \partial p)$ を示す。縦線域は -1 K/h 以下、横線域は 1 K/h 以上の相当温位の移流である。500 mb では島根県沖に -5 K/h の移流があり、温位と混合比の移流 (図略) を調べると乾燥した寒気移流によるものである。一方、800 mb においてはほぼ同じ位置に 5 K/h 以上の大きな移流があり、これは湿潤な暖気移流によっている。この時にはすでに

500MB ADV 21LST 5 JUL 1985



800MB ADV



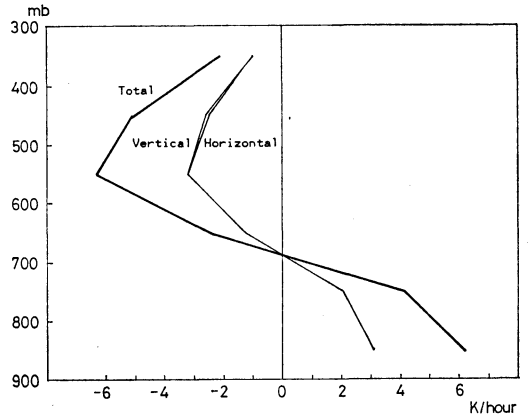
第15図 相当温位移流. 1985年7月5日21時. 等値線は 1 K/hr おき. 上図は 500 mb で縦線域は -1 K/hr 以下, 下図は 800 mb で横線域は 1 K/hr 以上.

豪雨が始まっているので, 大きな対流不安定は上層の乾燥寒気移流と下層の湿潤暖気移流によって維持されていることを示している.

この地点(第10図の黒丸)を中心とする 3 × 3 格子点を平均した相当温位の移流の鉛直分布を第16図に示す. 水平移流と鉛直移流はほぼ同じ大きさである. 700 mb を境にして下層で湿潤暖気移流, 400~600 mb で乾燥寒気移流となっている.

3.3 水蒸気収束

第17図は第10図の陰影域(6 × 6 格子)への水蒸気フラックスを示している. 西からの水蒸気フラックスは, 南からのそれに比べ約5倍となっている. また, 東西方向の正味のフラックスは 700 mb を境にして打消しあっている. しかし, 600 mb 以下において南からのフラックスは北から流失するフラックスの約2倍になっており, 豪雨域では南からの水蒸気補給によっていることを示している. 南からのフラックスが大きいのは, 豪雨



第16図 相当温位移流の鉛直分布. 1985年7月5日21時. 第10図の黒丸を中心とする 3 × 3 格子点の平均.

域の南側の下層に湿潤域があるためである. 長崎豪雨の場合は南北方向の正味のフラックスはないが, 西から流入するフラックスが東から流失するフラックスよりかなり大きい (Ninomiya et al. 1984).

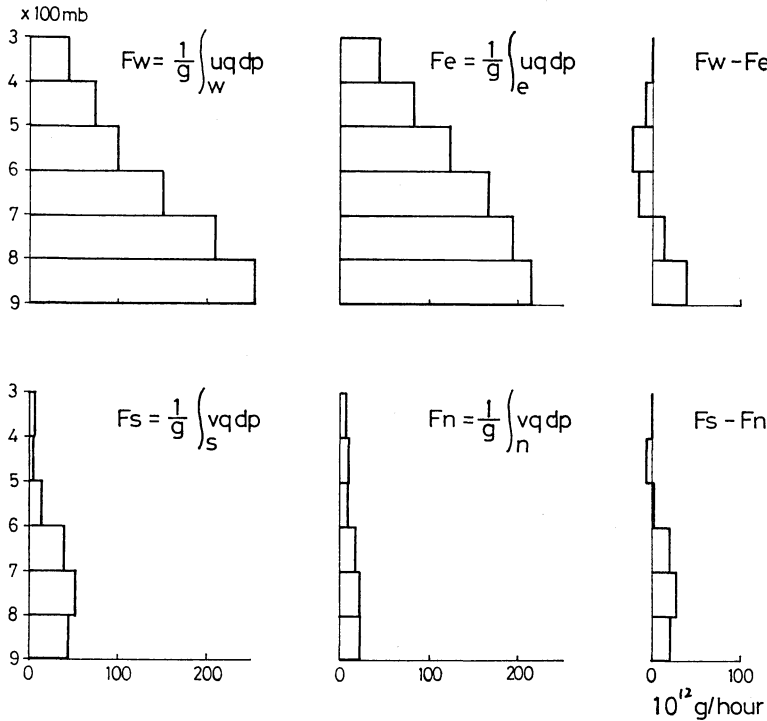
同じく豪雨域の水平及び三次元水蒸気収束を第18図に示す. 水平方向からの水蒸気収束は 700 mb 以下の下層で大きく, その約半分が三次元水蒸気収束となり残り半分は上方への水蒸気フラックスとなっており, その大きさは 700 mb で最大となっている. また, 700 mb 以上では水平方向からの水蒸気収束は小さい. つまり下層の水平水蒸気収束が対流圏下層及び中層における三次元水蒸気収束となっていることを示している. これは他のケースの梅雨前線帯の擾乱の水蒸気収束と似ている (Ninomiya et al., 1984; Akiyama, 1975).

4. まとめ

これまで述べてきたことから次のようにまとめることが出来る.

総観場は昭和58年7月豪雨の場合と酷似している. 日本海をメソ α スケールの低気圧が通過し, その暖域で豪雨が起っており, 下層ジェットも出現している. また, 豪雨直前には対流圏中層に華北付近から顕著な乾燥気塊が流入し, 大きく対流不安定となっている. そして, 豪雨域の風上で出来たエコーは豪雨域に近づくにつれて急速に発達しており, 昭和58年7月豪雨と同じく地形の影響によりエコーが急に発達したと推定できる.

一方, 長崎豪雨とはいくつかの違いがある. 今回の豪



第17図 水蒸気フラックス. 1985年7月5日21時. F_w, F_e, F_s, F_n は第10図の陰影域の西, 東, 南, 北の境界を横切るフラックスを示す.

雨では、長崎豪雨時のようなイサロバリックロウや明瞭なシアラインは見られなかった。

予報実験ではうまく雨域を予想しており、大きな対流不安定が中層への乾燥寒気移流と下層への湿潤暖気移流により維持されている。しかし、frontogenesis は小さい。また豪雨域では南からの対流圏下層への水蒸気収束が、対流圏下層および中層の三次元収束となっている。

予報実験の結果を長崎豪雨の場合と比較すると、対流不安定性が、長崎豪雨では主に下層への暖湿気流により生成されているのに比べ、今回の豪雨では、下層への暖湿気流と同様、中層以上の層への乾冷気流の流入も重要である点が違う。また、水蒸気の収束が、長崎豪雨ではシアラインによる東西方向の水蒸気収束が重要であったが、今回の豪雨では、南北方向の水蒸気収束が重要な働きをしている事がわかった。

謝 辞

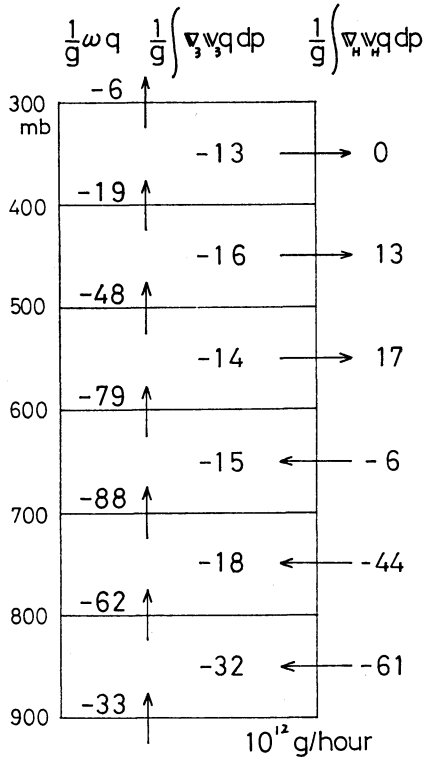
気象庁予報部数値予報課の中村一予報官には、予報実

験を行って解析することを提案され、データ作成のために多大の労をとって頂き、本研究の細部にわたって貴重な助言を頂いた。イリノイ大学の小倉義光教授と広島地方気象台の正村敬三台長には本稿を閲読して頂き貴重な助言を受けた。ここに厚くお礼申し上げます。

なお、本研究には大阪管区調査研究費を使用しました。

参考文献

Akiyama, T., 1975: Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu season. *J. Met. Soc. Japan.* **56**, 267-283.
 Anthes, R.A., Y.-H. Kuo, S.G. Benjamin and Y. F. Li, 1982: The evolution of the mesoscale environment of Severe local storms: preliminary modeling results. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1187-1213.
 Kurihara, K., M. Ueno, N. Miura, 1987: A forecast experiment of an intense rainstorm on the Baiu Front over Western Japan. *Collection*



第18図 水蒸気収束. 1985年7月5日21時. 計算領域は第10図の陰影域.

of Papers Presented at the WMO/IUGG NWP Symposium, Tokyo, 4-8 Aug. 1986, 503-516.

三浦信夫, 1984: 11層 25.4 km 格子モデルによる 1983, 12. 25. 山陰大雪の予報実験, 日本気象学会予稿集 (1984年春季), 28.

Ninomiya K., H. Koga and T. Tatum, 1984: Prediction experiment of extremely intense rainstorm by a very-fine mesh primitive equation model. J. Met. Soc. Japan, 62, 273-295.

Ogura, Y., T. Asai n and K. Doi, 1985: A case study of a heavy precipitation event along the Baiu Front in Northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall. J. Met. Soc. Japan, 63, 883-900.

Tao, W.-K. and Soong S.-T., 1986: A study of deep tropical clouds to mesoscale processes: three-dimensional numerical experiments. J. Atmos. Sci., 43, 2653-2676.

渡部浩章, 1984: 昭和58年7月豪雨の解析. 天気, 31, 739-746.

Watanabe, H. and Y. Ogura, 1987: Effects of orographically forced upstream lifting on meso-scale heavy precipitation: A case study. J. Atmos. Sci., 44, 661-675.

環境科学シンポジウム・環境科学会1988年会のお知らせ

主催: 文部省科学研究費補助金重点領域研究「人間環境系の変化と制御」総合班環境科学会

日時: 昭和63年11月30日(水)~12月2日(金)

会場: 東京虎ノ門パストラル (東京農林年金会館)
TEL. 03-432-7261 (大代表)

交通: 地下鉄銀座線「虎ノ門」駅下車徒歩15分, 地下鉄日比谷線「神谷町」駅下車徒歩5分

プログラム:

- I. シンポジウム4 (重点領域研究主催)
 - 1. 大都市湾岸域の開発と環境保全 11月30日午後
 - 2. 磁場・電場の生体影響 12月1日午前
 - 3. 有機ハロゲン化合物 12月1日午後

4. 重金属ストレスと生物 12月2日午前

II. 一般講演 4会場にて並行して開催
午前はずべて9時30分開始です。
プログラムの詳細は環境科学会誌, 第1巻第2号に掲載 (10月発行予定)

参加: 公開. 参加費 3000円 (当日会場にて受付)

問い合わせ先: 〒305 茨城県つくば市天王台

筑波大学大学院環境科学研究科内
環境科学会年会実行委員会
実行委員長 山中 啓
TEL. 0298-53-6598