

2004年9月29日に三重県尾鷲付近で発生した豪雨の 降水強化メカニズム

渡 部 浩 章*

要 旨

2004年9月29日09時には台風第21号が九州南部にあった。三重県付近は台風本体の影響を直接は受けていないが、下層の暖湿気塊が流れ込みやすい状態であり、尾鷲では29日の朝から昼前を中心として豪雨となった。

2 km および 5 km の水平分解能の気象庁非静力学モデルを用いて、豪雨をもたらした降水システムが強化された要因を調べた。数値実験の結果は、紀伊山脈南東斜面における発達した降水システム、尾鷲付近における地上の一樣な東風、高度1.5 km 付近の南東風をよく再現した。

山岳の影響により海岸線付近から山岳東斜面で対流が活発であった状況の中で、東からの降水セルの合流とともに尾鷲付近で降水システムの組織化と発達が見られた。このとき、さらに厚さ約400 m の下層冷氣塊によって下層収束が強化された結果、この降水システムが急激に発達し、80 mm/h をこえる激しい豪雨をもたらしたと考えられる。

1. はじめに

2004年9月29日の朝から昼前を中心として、三重県尾鷲測候所(当時)では総雨量で800 mm を超える豪雨となった。特に、06~09時には80 mm/h 以上の非常に激しい雨となった。

林(2006)はこの事例にともなう三重県内の豪雨を5ステージに分けて詳細な気象解析を報告しており、今回報告する豪雨はステージ3にあたる。林の報告要旨は次の通りである。

- ①下層850 hPa では南風暖湿流と南東風冷湿流が合流し収束している。
- ②尾鷲付近のレーダーエコーに南海上から北上してきた強いエコーが合流して次第に強くなり、06時30分から10時にかけて停滞した。
- ③尾鷲では、気温が06時30分から08時00分にかけて1°C下降し、風は06時50分までは東7 m/s、それ以降08時10分にかけて北西2~3 m/s に変わった。

- ④以上から、降水システム強化のメカニズムは、①の2つの下層風が合流して収束し、滞留冷氣や紀伊山脈の南東斜面にぶつかり上昇して積乱雲を発達させたと考えられる。

尾鷲では地形性上昇流によって豪雨が発生することは、古くから指摘されてきた(例えば、浅井ほか1981)。Kanada *et al.* (1999) は紀伊半島南東斜面における対流性降水雲の地形による変質過程を2台のドップラーレーダーで観測し、エコーが海岸線付近でいったん弱まった後、上陸後に再び強化あるは広がると報告している。また、Yoshizaki and Ogura (1988) は、山腹の風上側で発達した積乱雲が下層滞留冷氣塊で強化された米国での事例を数値実験で再現している。

一方、瀬古(2001)は、下層風と中層風が直交する時、バックビルディング(BB)型の雲の頂点と暖気側で新たな対流セルが発生するバック・アンド・サイドビルディング(B&SB)により、エコーが組織化すると報告している。

これまで、尾鷲付近の地形性上昇流による豪雨についての数値実験の報告は少ない。本研究では、9月29日03時を初期値とする数値実験を行い、尾鷲付近をゆっくり北上した団塊状降水システムの一部を再現で

* 元 気象庁松江地方気象台。

—2008年1月15日受領—

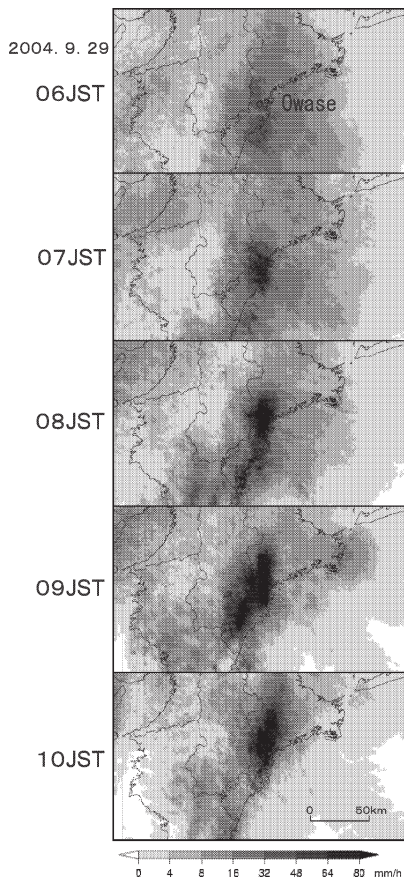
—2008年7月31日受理—

きたので、ここではこの降水システムが強化された要因について調べた。

2. 実況

29日09時には台風第21号が九州南部にあった。三重県付近は台風本体の影響を直接は受けていないが、下層の暖湿気塊が流れ込みやすい状態であった。上層天気図でみると、850 hPa で南南東、500 hPa で南西の風が強い。更に、潮岬における29日09時のエマグラムによると、550 hPa 付近まで飽和しており、下層から500 hPa 付近まで対流不安定な成層となっている(図略)。

第1図は06時から10時までの気象庁合成レーダーエコーの1時間積算値である。07時から10時にかけて強雨域が尾鷲付近を10 km/h の速度でゆっくり北上している。



第1図 気象庁合成レーダーエコーの1時間積算値。9月29日06~10時。

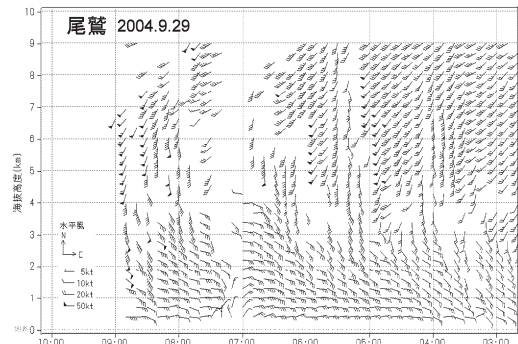
ている。

第2図は尾鷲の気象庁ウインドプロファイラーによる観測を示す。20 kt (1 kt=0.51 m/s) 以上の東風は04時頃に下層から始まって高度が次第に高くなり、降水が最も強まった07時過ぎには高度2000 m 付近に達している。また、4000 m 以上の上空では南または南西の風となっている。なお、09時以降は停電のため欠測している。

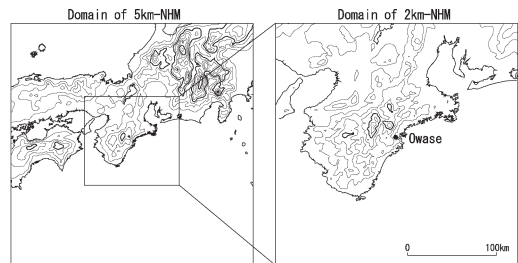
3. 数値モデル

今回用いた数値モデルは気象庁非静力学モデル(JMANHM, Saito *et al.* 2006) であり、5 km 格子モデル(5 km-NHM) と、その予想結果にネスティングした2 km 格子モデル(2 km-NHM) である。第3図はこれらの計算領域を示し、250 m 毎の等高線を細実線で、1000 m 毎の等高線を太実線で示してある。

降水過程としては雲物理過程(雲水、雨水、雲氷、雪、あられを直接予報)のみを用い、積雲パラメタリゼーションは使用していない。また、不自然な格子ス



第2図 尾鷲の気象庁ウインドプロファイラー観測。09時以降は停電のため欠測。



第3図 5 km, 2 km 格子の JMANHM モデル計算領域。細実線は250 m 毎、太実線は1000 m 毎の等高線。

ケールの対流を抑制する適応水蒸気拡散は用いていない。格子数については、水平方向が 132×132 、鉛直方向が40層である。

5 km-NHMの初期値はMANAL（気象庁メソ解析）を、境界値はRSM（20 km格子の気象庁静力学領域モデル）を利用している。なお、初期値は5 km-NHM、2 km-NHM共に29日03時とした。

4. 数値実験結果

4.1 地形による影響

はじめに5 km-NHMによる結果を示す。第4図aは07時から10時までの1時間予想雨量で、矢印は高度20 mの風の分布である。尾鷲付近の紀伊半島南東斜面では、実況よりも弱いものの、20 mm/h以上の強い雨が予想されている。また、降水域の北上速度は約15 km/hであるが、実況では10 km/hであった。

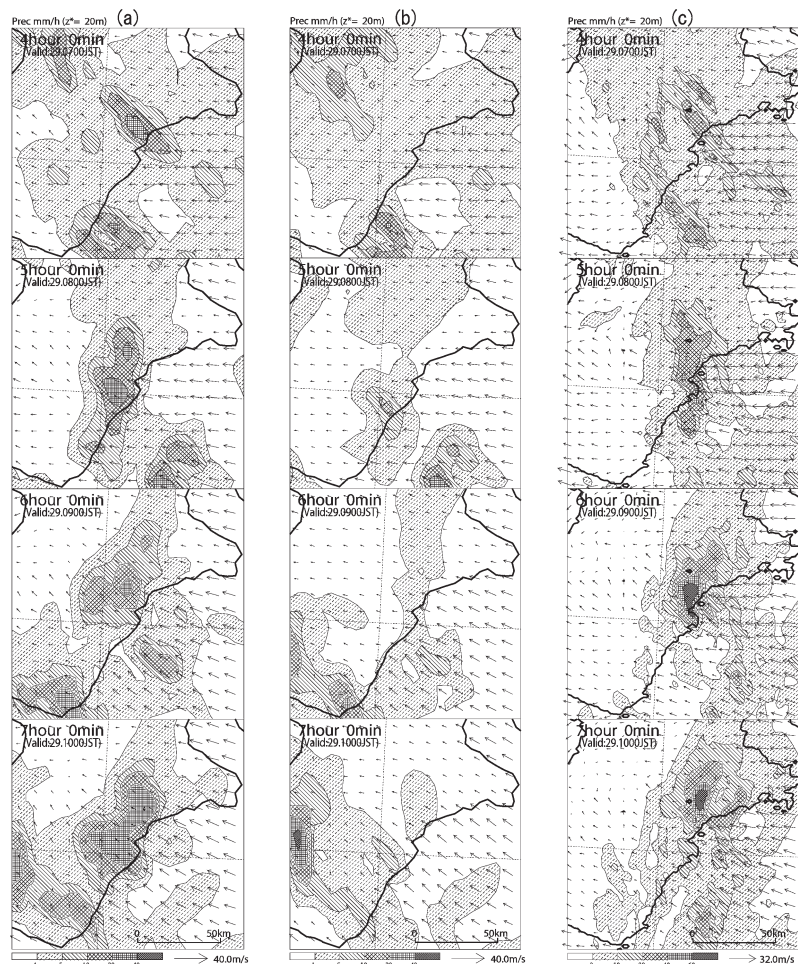
下層の高度1.46 kmにおける08時の相当温位と流線を見ると、尾鷲付近には南東風で340 Kの暖湿気塊が流入している（図略）。また、潮岬沖から南南東にのびる収束域があり、その西側では南風、東側では南東風となっている。

紀伊山脈の影響をみるために、北緯34.5度以南の山岳を取り去って平坦にした場合の予想雨量を第4図bに示す。粗度の違いにより海岸線付近で水平風が収束し、尾鷲を通過する南北方向に弱い降水域があるが、尾鷲付近での強雨域は全く予想されていない。紀伊山脈の南東斜面での地形性上昇流の影響により降水システムが発達したことを示唆している。

4.2 降水セルの合流による降水システムの強化

次に2 km-NHMによる予想結果をみている（第4図c）。南北方向に長い団塊状に組織化した強い降水システムがゆっくり北に進んでいる。最大1時間雨量は87 mmで、ほぼ実況に匹敵する。ただし、北上速度は15 km/hで実況よりやや速く強雨域もやや小さかった。

第5図は2 km-NHMによる高度20 mにおける07時10分～08時00分の雨水混合比である。点線の楕円で示す領域のいくつかの降水域が、団塊状の降水システムIに強化される過程である。これと同時に、降水セルa, b, cが35 km/hで西進しながら急速に発達して降水システムIに合流し、降水システムIは更に発達



第4図 JMANHM による1時間毎の予想雨量。29日07時～10時。(a) 5 km-NHMで現実地形、(b) 5 km-NHMで北緯34.5度以南の地形を除去、(c) 2 km-NHM。

している。降水システム I は雲頂高度が高い（第 6 図）ので中層南風に乗って北進しているが、降水セルは雲頂高度が低いので下層東風に乗って西進している。

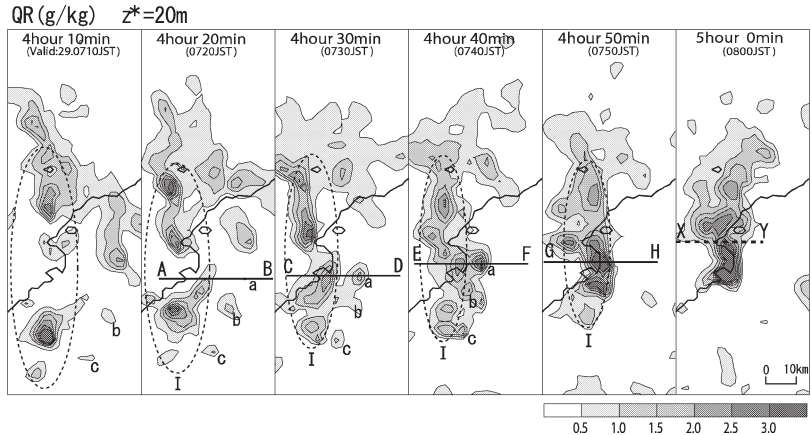
南東風が卓越している高度1.46 km でも、風速の強化は特に見られず、高度 1 km までの最下層では東風が卓越している（図略）。

このことから、ここでは東西方向について、降水セル a に着目した鉛直断面を調べる。

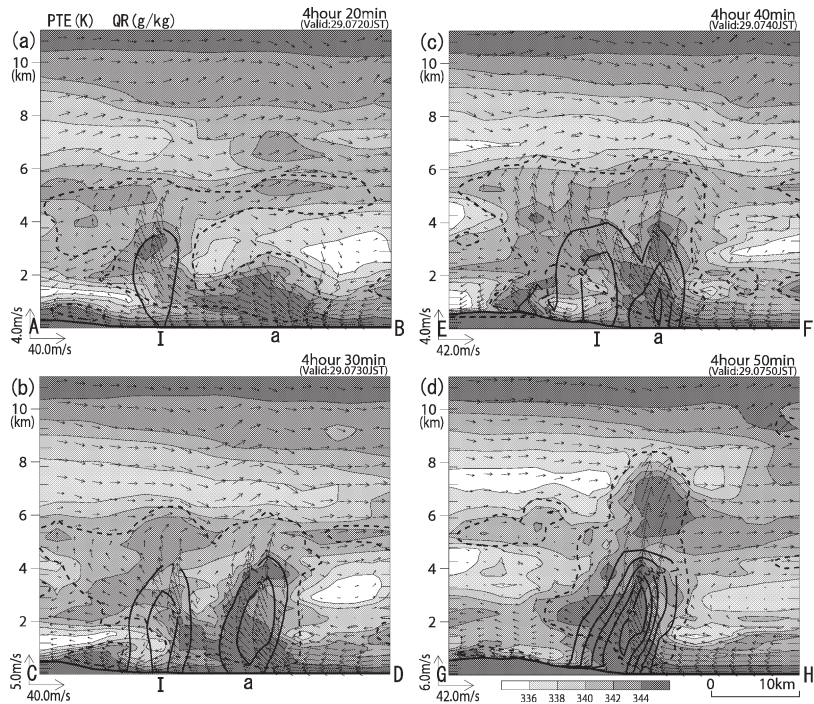
第 6 図 a~d は第 5 図に示した直線 AB~GH 上の鉛直断面図である。陰影域は相当温位、矢印は鉛直断面内の風を示す。また、実線で雨水混合比（1 g/kg 毎）、点線で雲域（雲水混合比と雲氷混合比の合計で 0.1 g/kg 以上）も重ね書きしてある。

07時20分（第 6 図 a）は降水セル a の発生期である。高度 1 km 以下の下層では東から相当温位344 K の暖湿気塊が流れ込み、その一部は降水セル a で上昇流となり、雲頂は高度 3 km 付近まで達している。降水セル a の高度 1 km 以下に強い収束域（ $2 \times 10^{-3}/s$ ）があり、高度 2 km 付近では強い発散（ $2 \times 10^{-3}/s$ ）となっている（図略）。また、降水セル a の風下の降水システム I では大きな上昇流となっており、雲頂は高度 6 km に達している。07時30分（第 6 図 b）には降水セル a は急速に発達し、雲頂は高度 6 km 付近まで達している。07時40分（第 6 図 c）では、雨水混合比の

分布で示されているように、降水セル a が降水システム I と合流する過程にある。07時50分（第 6 図 d）では、降水セル a は降水システム I と合流して完全に一体化し、雲頂は高度 8 km に達している。同時に



第 5 図 2 km-NHM による高度約 20 m における雨水混合比。29日07時10分~08時00分。



第 6 図 第 5 図の直線 AB,CD,EF,GH 上の鉛直断面図。陰影は相当温位分布、矢印は鉛直断面内の風、実線は雨水混合比（1 g/kg 毎）、点線は雲域（雲水混合比と雲氷混合比の合計で 0.1 g/kg 以上）。29日 (a) 07時20分、(b) 07時30分、(c) 07時40分、(d) 07時50分。

降水強度も非常に強くなっている。

08時における降水システム I 付近の持ち上げ凝結高度 (LCL)・自由対流高度 (LFC) を調べると、それぞれ100~200 m・300~400 mであり、共に非常に低い。

4.3 滞留冷気塊による降水システムの強化

次に尾鷲の気温と風の時間変化に着目して調べる。

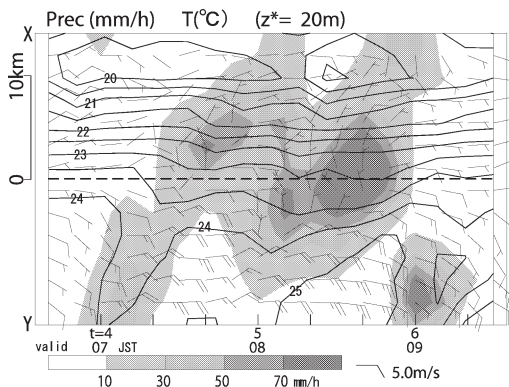
第7図は、尾鷲を通る東西方向 (第5図の太破線 XY) の高度約20 mにおける時間断面図である。縦軸はXY方向、横軸は06時40分から09時30分までの時間経過を示す。実線は等温線、矢羽根は風向風速、陰影は降水強度を示し、太破線は尾鷲の位置である。

尾鷲の気温変化を見ると、07時10分から下降し始め、08時過ぎには0.7°C下降している。この気温下降域は、07時00分のY地点からゆっくり西進してきた下降域と07時40分頃に尾鷲の西側の強い降水による冷却と考えられる。

この気温下降域が下層冷気塊を形成し、08時10分にはこの冷気塊から吹き出した北東風と海上の東風との間で強く収束している。この収束が08時20分過ぎからの激しい降水を引き起こしたと考えられる。

これを確認するために、鉛直断面図で気温と風の変化をしてみる。第8図は第5図の太破線XY上の鉛直断面図である。実線は等温線、矢印は鉛直断面内の風、三角マークは尾鷲の位置を示す。また、細点線域内は雨水混合比が1 g/kg以上の領域である。

下層の等温線に着目すると、07時 (第8図 a) では山の斜面で等温線が少し持ち上がっており、冷気塊は

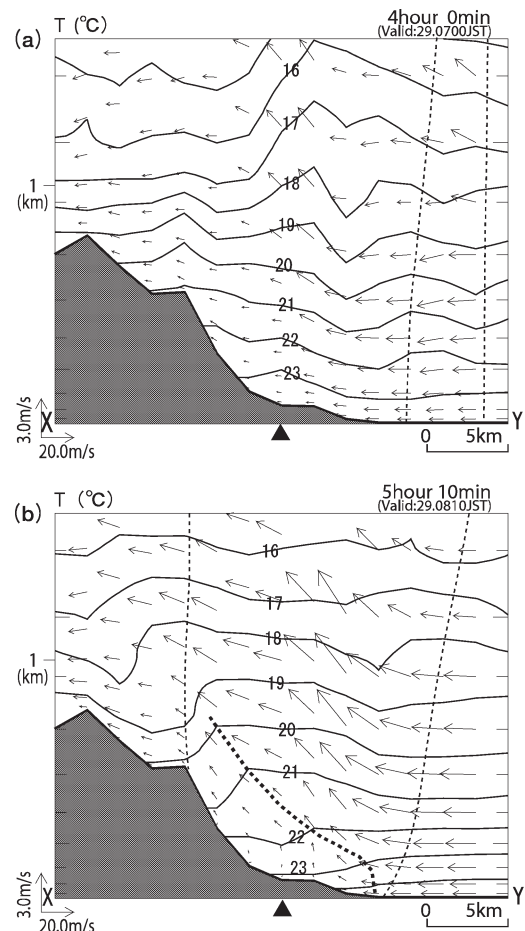


第7図 第5図の太破線XYを通る東西方向についての時間断面図。29日06時40分~09時30分。矢羽根は風向風速、陰影は降水強度、実線は等温線、太破線は尾鷲の位置。

見られない。また、海上の東風は陸上で弱まって尾鷲上空から山腹に流入している。その後、Y地点からゆっくり西進してきた気温下降域と07時40分頃に尾鷲の西側の強い降水により、08時10分 (第8図 b) には、太点線で示すように、高度約400 m以下に冷気塊が形成されている。07時よりもやや強い東風がこの冷気塊に乗り上げて強い上昇流となって降水システムを強化し、08時20分過ぎから70 mm/h以上の激しい降水 (第7図) をもたらしたと考えられる。

5. まとめと議論

2004年9月29日に尾鷲に豪雨をもたらした降水シス



第8図 第5図の太破線XY上における高度約1.46 kmまでの鉛直断面図。実線は等温線、矢印は鉛直断面の風、黒三角マークは尾鷲の位置。細点線域内は雨水混合比が1 g/kg以上の降水域。(a) 07時00分、(b) 08時10分。

テムについて、29日03時の初期値を用いて2 km-NHMと5 km-NHMで調べた。JMANHMは、山岳の影響により海岸線付近から山岳東斜面で対流が活発であった状態の中で、東からの降水セルの合流により、降水システムが強化されたことを予想していた。ただし、実況に比べて降水域が狭く北上速度もやや速かった。

高度1.46 kmの流線で見ると、尾鷲付近は一様な南東風が卓越しており、下層の南風暖湿流と南東風冷湿流が合流を豪雨の原因の一つであると報告している林(2006)と異なる。下層風の合流がない場合でも、瀬古(2001)によると、下層風と中層風が直交する時に中層風に平行な降水帯が発生し、B&SBによりエコーがさらに組織化する。この豪雨においても、直交する下層と中層風の場の中で、B&SBに類似した過程により降水セルが組織化・強化したと考えられる。

さらに、降水システム強化に寄与しているものに下層冷氣塊の存在がある。冷氣塊は尾鷲の西斜面で持続した降水によってできたと考えられるが、下層が非常に湿っているので、雨滴蒸発効果も小さかった(-0.7°C)と考えられる。風と気温の変化について数値実験では実況との時間的ずれはあるが、下層冷氣塊の形成を再現していることを示している。冷氣塊の厚みは、実況の気温下降量と風速から推定すると200~400 mであり、数値実験の400 mとほぼ一致している(第8図)。冷氣塊の強さはYoshizaki and Ogura(1988)が示した米国の例よりもかなり弱い。LCL・LFCが非常に低いので、気塊が少しでも持ち上げられれば凝結を開始して上昇を続けたと推定される。山岳による地形性上昇流と共に、下層滞留冷氣塊の存在が降水システムの発達を更に強化したことを示していると考えられ

る。

謝 辞

東京大学海洋研究所の小倉義光博士、鳥取地方気象台(現京都地方気象台)の北村雅仁氏、釧路地方気象台(現気象庁予報部予報課)の田畑明氏、担当編集委員および査読者から有益なコメントを頂いた。松江地方気象台の足立誠氏には一部の図を作成して頂いた。また、数値実験結果の作図には気象研究所の加藤輝之博士作成のプログラムを使用した。これらの方々

参 考 文 献

- 浅井富雄, 武田喬男, 木村竜治, 1981: 雲や降水を伴う大気. 大気科学講座2, 東京大学出版会, 137-144.
- 林久高, 2006: 三重県の大雨の解析. 気象庁技術報告, (129), 122-128.
- Kanada, S., B. Geng, N. Yoshimoto, Y. Fujiyoshi and T. Takeda, 1999: Doppler radar observation on the orographic modification of a precipitating convective cloud in its landing. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 135-154.
- Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito and Y. Yamazaki, 2006: The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1266-1298.
- 瀬古 弘, 2001: 中緯度のメソβスケール線状降水系の形態と維持機構に関する研究. 東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻博士論文, 136 pp.
- Yoshizaki, M. and Y. Ogura, 1988: Two- and three-dimensional modeling studies of the Big Thompson storm. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3700-3722.

Structure of the Heavy Rainfall System in Mie Prefecture (29th September 2004)

Hiroaki WATANABE*

* *Matsue Local Meteorological Observatory, 7-1-11 Nishitsuda, Matsue, Shimane, 690-0017, Japan.*

(Contact address : 1222 Higashizoncho, Izumo, Shimane, 693-0045, Japan)

(Received 15 January 2008 ; Accepted 31 July 2008)