

「平成20年8月末豪雨」の天気系、特にメソ対流系の 組織化について

小 倉 義 光*・隈 部 良 司**・西 村 修 司***

要 旨

2008年8月26日から31日まで連日、日本本州のどこかで豪雨が起こるといふ異常な日が続き、21の地点で1時間降水量の記録が更新された。気象庁はこの期間の豪雨を「平成20年8月末豪雨」と命名した。本論文の目的は、この期間中、総観規模の気象状況はどうであったか、その環境場の中で記録破りの豪雨を起こしたメソ対流系はどんな型に組織化されていたかを、気象庁がルーチ的に得ている観測データと、予報モデルからの出力を解析して特定することである。その結果によると、この期間、上層の亜熱帯ジェット気流は蛇行して、日本の北東にはブロッキング現象に似た気圧パターンのリッジが居座り、その上流側には寒気を伴ったトラフが停滞した。下層では、東方洋上に北太平洋高気圧が、四国南方洋上に低気圧が停滞していたのに加えて、27 N 付近には上層寒冷低気圧も停滞して、本州には暖湿な南よりの風が吹き続いていた。これを水蒸気の分布で見ると、中層(500 hPa)で等相対湿度線が密集する水蒸気前線が2本、ほぼ南北方向に並んで存在し、それに挟まれた本州は高相当温位の空気に覆われ、成層は不安定であった。豪雨の多くは、上空の水蒸気前線に沿って線状に組織されたメソ対流系(MCS)か、2本の上空水蒸気前線に挟まれた地帯でのバックビルディング(BB)型に組織されたMCSに伴って起こった。すなわち、地形や台風や中緯度低気圧に伴う前線など、強い強制力による深い対流ではなく、いずれも弱い強制力(forcing)の下で起こった豪雨であった。そして重要なことは、例えば上空水蒸気前線で発生したMCSが、やがて強いBB型のMCSに組織化されるというように、MCSは一生の間に型を変えることである。29日頃からは、上層の気圧パターンが変化し始め、日本海の本州側に沿って延びた上層の渦位のストリーマーが、その先端で次々と低気圧性の渦巻きを切離していき、その渦巻きに伴う豪雨もあった。最後に、観測データの解析からだけでは解明できなかったMCSの組織化のメカニズムについて、今後の課題を述べた。

1. はじめに

平成20年(2008年)の8月26日から31日にかけて、日本本州には南から非常に湿った空気が流れ込み、大気の状態が不安定となり、ほぼ本州全域で記録的な豪雨があった。連日新聞紙上でゲリラ豪雨という大きな見出しが踊ったのもこの頃である(小倉2009)。終わってみると、この期間に1時間降水量が観測史上1

位を更新した地上・アメダス地点は21地点に及んだ(気象庁2008a)。中でも、28日16~17 UTCに愛知県岡崎市で観測された146.5 mm/hという記録は、同市のみならず、全国的にみても8月の第1位の記録であった。第1図が28日00 UTCから29日にかけての岡崎市でのアメダスの記録である(本論文では、時刻はすべてUTCを用いる)。降水のピーク時の前後にも降水があり、同市の8月28日00 UTCから29日00 UTCまでの24時間降水量302.5 mmは、これも24時間降水量として同市の観測史上1位となった。同市における従来の記録は2001年8月22日の254 mmであったから、大幅に更新したことになる。この大雨により、岡崎市では29日に住家の浸水により死者2名が出

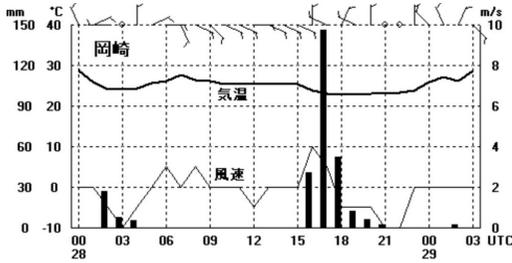
* 東京大学大気海洋研究所。

** 気象庁地球環境・海洋部。

*** 気象庁予報部。

—2010年5月31日受領—

—2010年12月3日受理—



第1図 2008年8月28-29日，愛知県岡崎市におけるアメダスの気温・風向・風速・時間降水量時系列。

たほか，各地で浸水害，土砂災害が発生，落雷による停電もあり，また鉄道など交通機関にも大きな被害が出た。住家の浸水は，愛知県で名古屋市や岡崎市を中心に3,500棟を超えた。また，この日には関東地方でも，住家の浸水は千葉県や埼玉県を中心に2,600棟に達した。

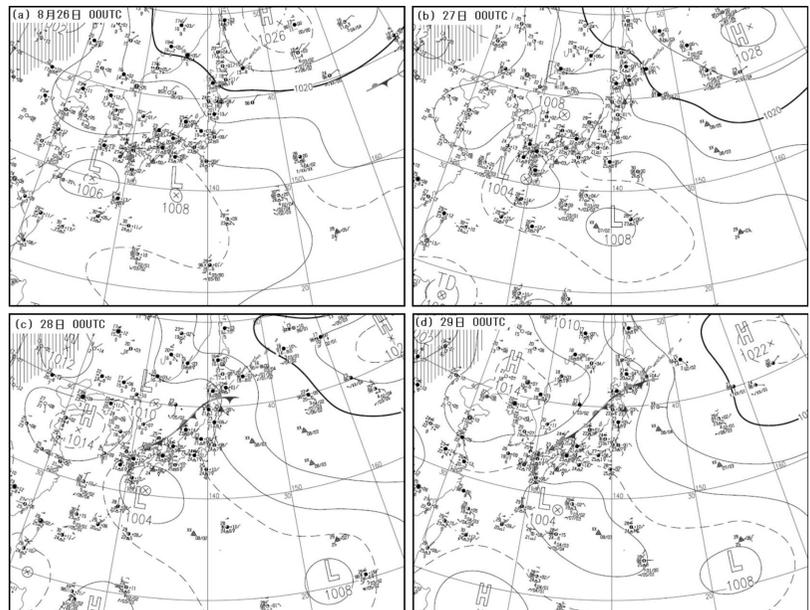
このような大雨の日が連続したため，気象庁は8月26-31日の期間の豪雨を，「平成20年8月末豪雨」と命名した。

数日間にわたって，豪雨の日が続いたということは，その期間にわたって総観規模の大気の流れと状態が，ほぼ同じであったことを意味する。その循環等については，気象庁(2008b)の解析結果がホームページに載せられている。しかし，このホームページには，温度や水蒸気量などの熱力学的な量の場については殆ど記述されていない。一般的に，深い対流性の雲によって豪雨が降るためには，大気の成層が不安定であること，大気中の水蒸気量が多いか水蒸気の水平移流が大きいこと，多量の水蒸気を含む下層の空気塊を自由対流高度まで持ち上げる上昇流が存在するなど，幾つかの要因(ingredients)が出揃うことが必要である(Doswell *et al.*

1996)。そして発生・発達するメソ対流系(meso-scale convective system, MCS)の構造や組織化は，それを取り囲む環境により大きく違うこともよく知られている(Houze 2004)。そこで本論文の目的は，「平成20年8月末豪雨」の期間中，記録破りの豪雨が起きたときの総観規模の気象状況はどうであったか，その豪雨を起こしたMCSはどんな型に組織化されていたかを，観測データの解析によって記述(documentation)することである。使用したデータは，気象庁の地上・高層天気図，気象衛星の可視・赤外・水蒸気画像，気象レーダー，ウィンドプロファイラ，アメダス，気象庁が運用している気象予報モデル(MSM)からの出力などである。データの解析には気象庁の気象衛星センターが開発した応用プログラムSATAID(Kumabe 2000)を用いた。

2. 一般的な状況

第2図は「平成20年8月末豪雨」期間中の地上天気図を示す。この期間で目立つ地上気圧パターンの一つは，四国の南方洋上に停滞した低気圧である。この低気圧は8月25日0000 UTCに中国大陸東岸の上海付近で停滞前線に発生し，寒冷前線も温暖前線を伴うことなく，ゆっくりと東シナ海を東進して(第2図



第2図 地上天気図。(a)2008年8月26日00 UTC，(b)27日00 UTC，(c)28日00 UTC，(d)29日00 UTC(気象庁)。

a), 8月27日0000 UTCには九州南端に接近した(第2図b). 渦度で見れば, 海面近くで最大 $250 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ の渦度を持ち, 500 hPaの高度に達する渦巻きである(図省略). 28日0000 UTCまでには渦巻きは四国沖に移動し, 以後そこで停滞する(第2図c). その間に, 日本海南部には, 日本列島の海岸線に平行する停滞前線が出現する. 29日0000 UTCには, 依然として四国沖に低気圧があるが(第2図d), 渦度の最大は $50 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ で, 厚さも海面から200 hPa くらいしかない平たい渦巻きとなっている.

前節では本州の21の観測点で1時間降水量の新記録が観測されたと述べたが, その中の1点(山口県萩市須佐)だけが28日以前に観測されたので, 本論文では主に28日0000 UTC以降の状態を見ることにする.

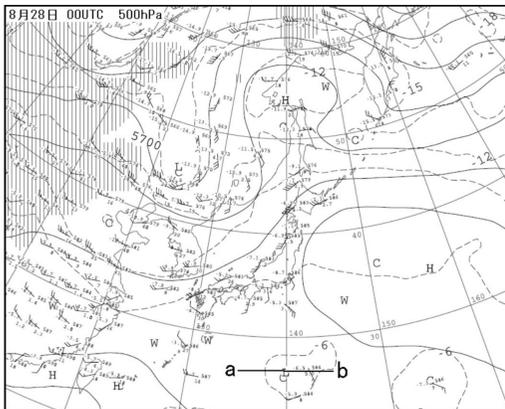
第3図はこの時刻における500 hPaの高層天気図である. 亜熱帯ジェット気流は蛇行し, 強い寒気を伴ったトラフが中国東北部から九州地方に延びている. トラフの軸方向が北北西から南南東であることから分かるように, このトラフは殆ど発達しなかった. またその東進の速度も24時間で経度にして5度程度のゆっくりしたものであったが, 日本海上空に達する頃には停滞した.

このトラフの下流側にはサハリンから北海道にかけてリッジが位置しているが, その高度線はブロッキング高気圧によく見られるオメガ(Ω)に似たパターンをしている. 事実, 第4図は8月24日から28日までの5日間の平均500 hPa高度と, 気候値からの偏差を示すが, サハリン付近の高緯度を中心として120 mを越

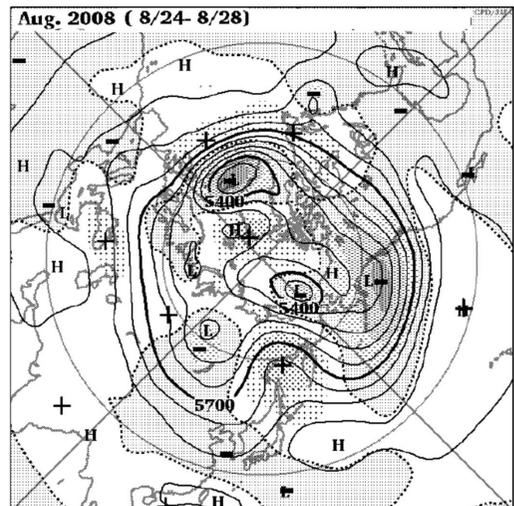
す正の偏差があり, このリッジが, それに伴う上流側のトラフと共に, ほぼ定常的に位置していたことは明らかである.

第3図に戻って, リッジの低緯度側に北太平洋高気圧がある. その西縁を巡る流れは, 低緯度の暖湿な空気を日本列島に運ぶ重要な流れである. もう一つ重要なのが, 140 E, 27 N付近にある低気圧である. これは, 対流圏界面付近の高度でジェット・ストリーマーの先端がちぎれ, 孤立した渦となった寒冷低気圧である. 通常はゆっくり西進するが, 今回は殆ど位置を変えなかった. 第5図は寒冷渦の中心を通る東西方向の鉛直断面上(線分a-b)の渦度と風(MSMからの出力)の分布を示したものである. 渦度の中心はほぼ350 hPaの高度にあり, その最大値は $200 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ とかなり大きい. この中心の周りに, ほぼ軸対称的な低気圧性の流れがある. 重要な点は, 低気圧性の流れがほぼ海面にまで達していることである. その東側の南よりの風も, 下層の暖湿な空気を日本列島に送り込む運び屋としての役割をする.

第6図は28日0000 UTCにおける水蒸気画像である. 日本海東部の停滞前線に沿った積乱雲を含む雲の列(第8図の同時刻のレーダー・エコーに対応)が見える. 本来ならば, この停滞前線の北側にも西日本から暗域が延びていたが, 停滞前線に伴う上層雲に隠されて見えていない. 日本南方海上, 140 E, 27 Nあた



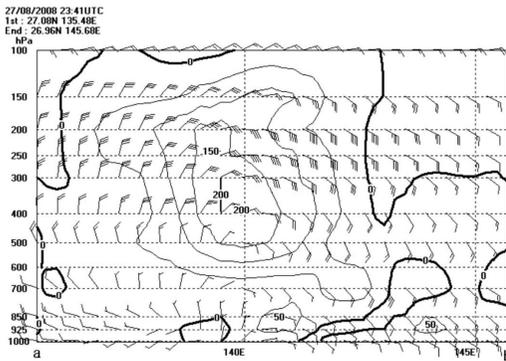
第3図 2008年8月28日00 UTCにおける500 hPa高層天気図(気象庁). 線分a-bは第5図の鉛直断面の位置.



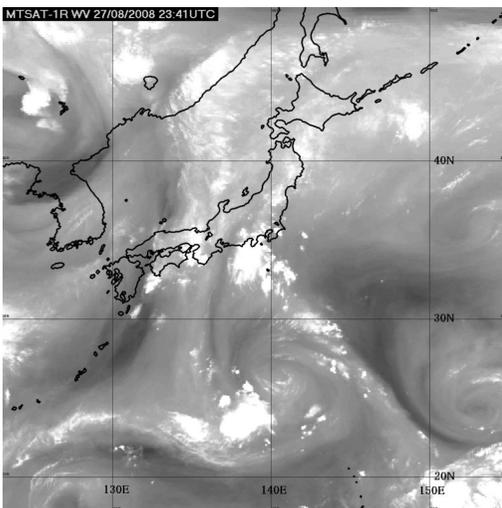
第4図 2008年8月24日-28日の5日平均: 500 hPa等高度線(実線, 60 mおき)と偏差(破線は偏差が負の領域を示す).

りに見える渦巻きが前述の上層寒冷低気圧である。その東方, 153 Eあたりにもう一つ別の寒冷渦がみえる。この二つの低気圧の間, 北太平洋高気圧の西縁に沿って, 水蒸気画像の暗域と明域の間にほぼ直線状に延びる境界線があり, この境界線に沿って対流雲が点々と存在する明域がある。その北端は伊豆半島とその南方海上の雲のクラスターに繋がる。

第7図aは同時刻の可降水量の分布図である。地上GPSからのデータは利用されていない。147 E, 25 Nあたりから北北西に延びる60 mmを越す多湿の帯



第5図 8月28日00 UTCにおいて, 第3図の寒冷低気圧の中心を通る東西鉛直断面(線分a-b)上の渦度 ($50 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ おき)と風の場。長い矢羽が10ノット, 短い矢羽が5ノット ($1 \text{ノット} = 0.51 \text{ms}^{-1}$)。風はMSMからの出力(予報0時間目: 解析値)。

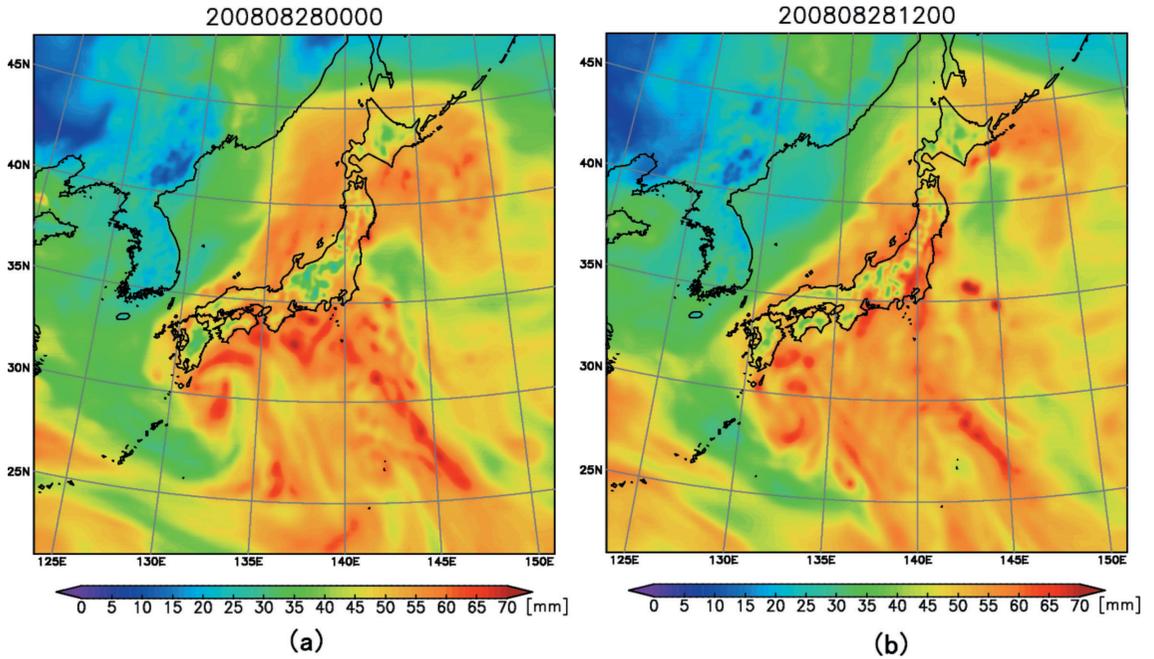


第6図 28日00 UTCにおける衛星水蒸気画像。

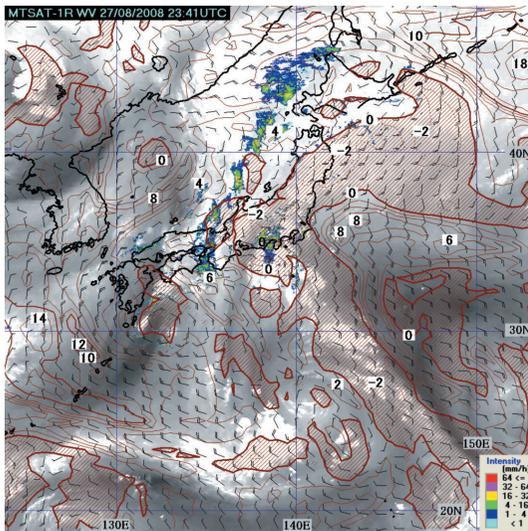
が, 前述の対流雲が並んだ帯に対応する。記述の便宜上, この帯を水蒸気ベルト (moisture belt) と呼ぶことにする。これに似て, 水蒸気を多量に含み (あるいは, 水平水蒸気輸送量が大きく), 幅が狭く (100~200 km), 長い (1000~2000 km) ベルトが, 温帯低気圧に伴って存在することは以前から認識されており, Newell *et al.* (1992) はこれを「大気の河 (atmospheric river)」と呼んだ。その後の研究により, この先端では, しばしば対流活動が活発なこと, 米国西海岸の洪水は低気圧と共にこの大気の河が上陸する際に起こることが多いなど, その重要性が明らかになった (Zhu and Newell 1998; Ralph *et al.* 2004, 2005; Neiman *et al.* 2008)。一方, Bao *et al.* (2008) は, これが暖かいコンベアベルトの一部であること, 「河」と言うと2次元の流れを想像するが, 実際には暖かいコンベアベルトと共に3次元的な運動をするなどの理由から, 「水蒸気コンベアベルト (moisture conveyor belt)」の名を与えた。しかし, 彼らの場合と違って, 今回の場合は暖かいコンベアベルトや寒冷前線前方の下層ジェットとも結びついていないので, 単に「水蒸気ベルト」と呼んだわけである。同じように, 四国の南方洋上の低気圧を巡っても, やはり25 Nあたりから多湿の帯が北上し, 低気圧性に循環している。本州の太平洋岸沖でも可降水量は多い。

第8図は赤外雲画像にショワルター安定度指数 (SSI) と925 hPaにおける風の場, レーダー・エコー分布を重ねたものである。SSI ≤ 0 という不安定な領域は, 前述の水蒸気ベルトと重なって北北西に延びて本州に達し, 近畿地方から東日本, 更に東方洋上を覆っている。図は示さないが, 可降水量が大きい空気は下層の温位も高い。そのため, 上層のトラフに伴う寒気の下で, 不安定な成層をしていることが分かる。流れとしては, 全体的に南よりの下層風が日本列島に吹きつけ, 四国沖の低気圧性の循環も明らかに認められる。

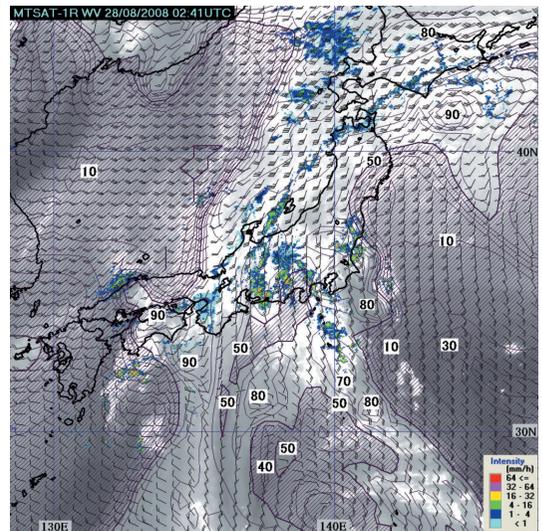
第6~8図に示したような状況は, その後8月29日あたりまで, ほぼ大きな変化なしに続いた。従って, 「平成20年8月末豪雨」の記録破りの豪雨の殆どすべては, 地形や台風や中緯度低気圧の前線などに伴う上昇流なしの, いわゆる弱い強制力 (weak forcing) の環境で起こったことが大きな特徴である。数値予報が最も苦手とするタイプの豪雨である。



第7図 可降水量の分布図。(a)28日00 UTC, (b)同日12 UTC。MSM からの出力 (予報0 時間目：解析値)。



第8図 28日00 UTCにおける水蒸気画像に重ねたショワルター安定度指数 (SSI, 2°C おき) とレーダー反射強度と925 hPaの風の間 (風の記号は第5図と同じ)。SSI ≤ 0の領域にハッチ。風はMSMからの出力 (予報0 時間目：解析値)。



第9図 28日0241 UTC, 水蒸気画像に重ねた500 hPaにおける風 (風の記号は第5図と同じ) と相対湿度 (10%おき) とレーダー反射強度の間。相対湿度 ≤ 50%の領域にハッチ。風はMSMからの出力 (予報3 時間目)。

3. 28日の豪雨

3.1 上空水蒸気前線の豪雨

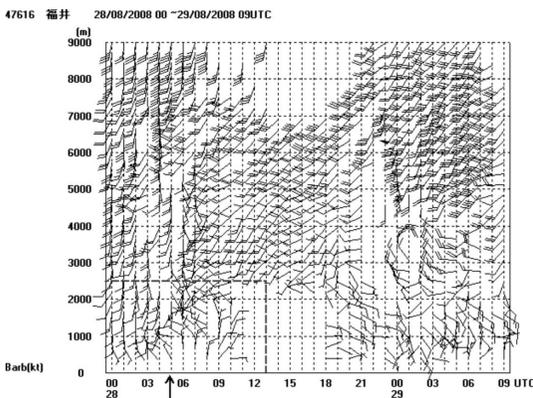
第6図から約3時間後の28日0241 UTCにおいて、水蒸気画像に500 hPaの風と相対湿度の場を重ねたのが第9図である。レーダー・エコーの分布も示している。この図でまず興味があるのは、水蒸気画像の暗域と明域の境界線に対応して、500 hPaにおける等相対湿度線が密集した帯が日本列島を挟んで2本あることである。この2本の境界線に挟まれた帯状の区域で、弱化した停滞前線に伴う雲帯や、まだ十分組織化されていない対流性及び層状の雲がある。特に、水蒸気ベルトの先端で、伊豆半島付近で発生した雲クラスターはその後発達し、東海地方の岡崎付近まで強いエコーがある。

上述の停滞前線の鉛直構造は福井におけるウィンドプロファイラ (WPR) の記録に見ることができる (第10図)。すなわち、28日の04 UTC頃、地上の前線の通過と共に、下層の風向は南南東から北よりの風に変化する。時刻と共に北よりの風の吹く層の厚さは増し、11 UTCには最大の2000 mに達する。それと共に下層のデータが得られなくなったのは、前線面の下の空気が極めて乾燥しているからであろう。第11図は福井県勝山市のアメダスの記録を示す。前線通過に伴う気温の急変は見られない。つまり、この前線は高さがせいぜい2 km くらいまでの、温度傾度が弱い前線である。ところが第11図に見るように、この前線の通

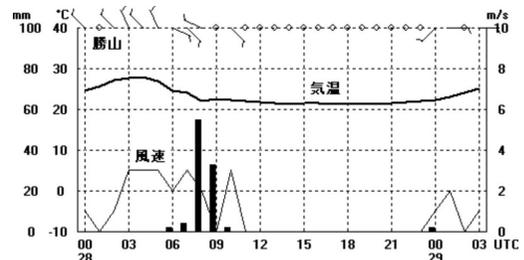
過中の0810 UTCに、新記録となる1時間降水量58.5 mmが観測された。この時刻というのは、第10図のWPRの記録を詳しく見ると、高度2 kmから6 kmの層で、風がそれまでの南風から南西風に急変した時刻である。風向の急変はここに収束域があることを示唆する。このことは何を意味するか。

第12図aはほぼこの豪雨が降っている時刻におけるレーダー・エコーと500 hPaにおける相対湿度の場を赤外面像に重ねたものである。第12図には1時間降水量が記録を更新した地点の位置とそれを記録した時刻と量もマークしてあるが、第12図aを約6時間前の第9図に比べると、福井県を中心とした線状のMCSはずっと活発となっている。勝山市の隣の大野市でも0807 UTCに64.5 mmという1時間降水量の新記録を観測した。ここで興味があるのは、この豪雨の降っている地域が相対湿度の境界線に近いことである。すなわち、上述の風向の急変線は相対湿度の急変線でもある。そこで、この時刻に線状対流系に直角の方向の鉛直断面上 (第12図aの線分c-d) の風・相当温位・相対湿度、さらに輝度温度から推定した雲頂高度の場を示したのが第13図である。これを見ると、強い対流は500 hPaを中心とした中層の乾燥した低相当温位の層の先端が下層の350 K以上の高相当温位の空気の先端に達した地域で発達している。

この構造はスプリット前線 (Browning and Monk 1982)、或いは上空寒冷前線 (cold front aloft) と似ている。スプリット前線は中緯度低気圧に伴う暖かいコンペアベルトの上に乾気貫入 (dry intrusion) に伴う乾燥した空気が重なったものである。上空寒冷前線はHobbs *et al.* (1996) が米国中西部のMCSに関連して提唱したもので、中緯度低気圧が北米のロッキー山脈を通過する際に、暖域の高相当温位の空気がロッキー山脈の東側斜面から平原地帯に位置しているところ



第10図 福井における8月28-29日のウィンドプロファイラの記録。風の記号は第5図に同じ。ペナントは50ノット。図の左下の破線で囲った四角は停滞前線の通過時の風の変化を示し、横軸の矢印は福井県の豪雨の開始時刻。



第11図 福井県勝山市における8月28-29日のアメダス時系列。

ろに、山脈を越えた乾燥空気が下降してきてできる前線である。いずれの前線も前線を横切つての温位の差は小さく、前線は相対湿度あるいは相当温位の不連続で特徴付けられる。それで、今後記述の便宜上、第9図や第12図に示したような、中層の相対湿度（すなわち相当温位）の急変線を、上空水蒸気前線（moisture front aloft, 略してMFA）と呼ぶことにする。この前線では、中層の低相当温位の空気塊が下層の高相当温位の上空に侵入するため、対流不安定が大きくなり、しかも水蒸気量の傾度を増す前線強化作用に伴う鉛直循環が期待される場所である。上空ドライラインと呼んでもよいが、ドライラインという言葉は、春季米国のテキサス州とその周辺の州に出現し、多くの対流性のストームを伴うもの（Schaefer 1986）というイメージが定着しているので、避けることにした。

実は、名称こそ付けられていなかったものの、梅雨期の集中豪雨が降る前には、下層の湿舌の上の中層に低相当温位或いは乾燥した空気塊が出現するということは、よく知られており、教科書や参考書に既に記載されている（例えば、小倉（2000）のp.74や吉崎・加藤（2007）のp.120）。最近でも、1時間131mmの豪雨を観測した2007年8月31日の島根県隠岐豪雨（足立・瀬古 2009）や、2003年7月3～4日の静岡豪雨（小倉 2006）、2004年6月30日の静岡豪雨（小倉・新野 2006）、2008年7月27～28日の北陸豪雨（小倉 2009）の事例解析がある。Ninomiya（2010）も1968年8月17日の木曾・飛騨地方と長良川流域の豪雨を調べて、下層の湿ったベルトの上の中層に乾燥空気が侵入したときに、豪雨が起ったと結論している。衛星水蒸気画像の暗域と明域の境界は、以前からバウンダリーと呼ばれ、画像解析の1項目となっている。ただし、水蒸気画像だけに頼っていると、例えば第6図に示したように、上空水蒸気前線が上層雲に隠されてしまつて見誤ることがある。更に、単にバウンダリーと呼んでは、どの物理量の境界か区別がつかない。

3.2 バックビルディング型の豪雨

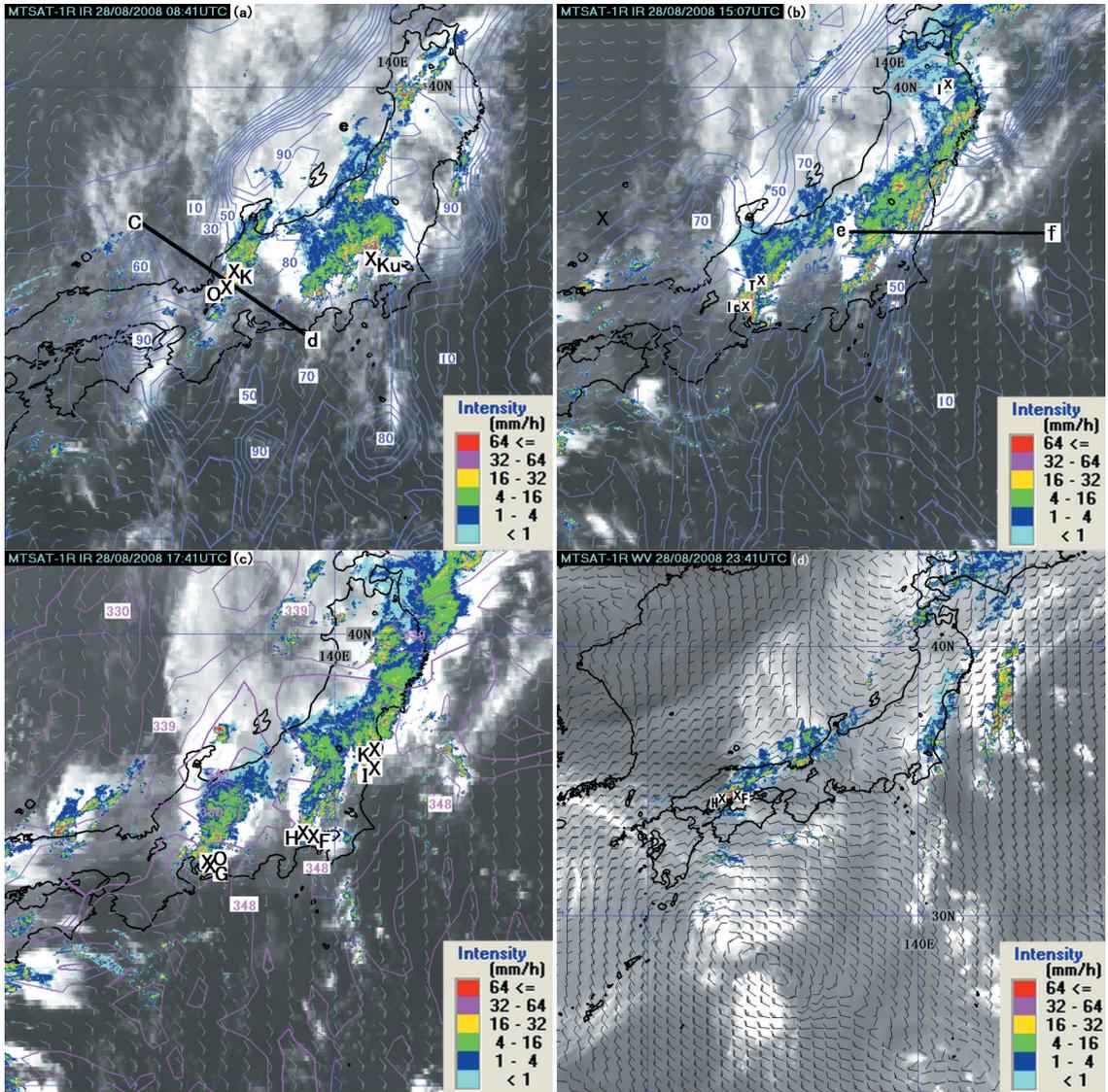
28日08 UTC前後に福井県に大雨を降らせたMCS（以下MCS Aと記号する）は、移動しつつ変貌して、やがて冒頭で述べた愛知県岡崎市の記録的豪雨を起こすまでにいたる。それを示したのが第14図の水蒸気画像である。すなわち、図aではやや東方に移動したMCS Aの南端、すなわち南よりの風の上流側に新たなMCS Bが発生している。次に図bになるまでには、MCS Bはその南端にMCS Cを発生させ、さら

に、それがMCS Dを発生させる。このようなバックビルディング（BB）の経過を経て、図cの時刻までには、最後のMCS Eが発生する。このMCS Eをレーダーで見たのが第12図cである。岡崎南方の海岸沖に新しい対流セルが次々に発生して、典型的なにんじんの形のバックビルディングとなっている。この準定常的なMCSが数時間で300mmを超える大雨を降らせた。

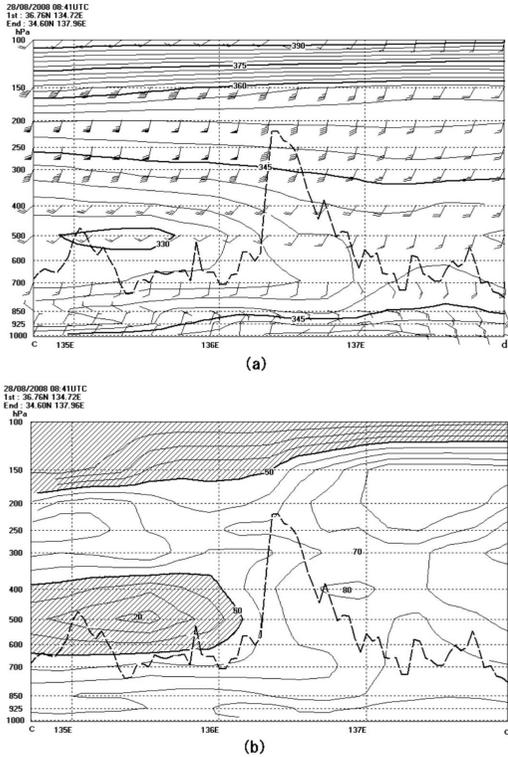
このようなMCSの進化が福井県から愛知県にかけて起こっている時間帯に、中部地方から関東地方にかけても活発な対流活動が続いている。第14図aには幾つかのMCSが認められるが、その中でIVと記号したMCSに注目する。これは北東方向に移動すると共に、2時間のうちに、その南西側にMCS V、次いでMCS VIを発生させる（図b）。そして最後に神奈川県にMCS VIIが誕生する。これをレーダーで見ると（第12図c）、やはり相模湾上で次々と新しい対流セルが発生するBB型のMCSに組織化されている。

3.3 列車型のMCSと水蒸気ベルト

第12図bで示した1507 UTCにおけるレーダー・エコー分布図で特に目立つのが、福島県から宮城県にかけて延びる直線状の降雨帯である。海岸線や地形の等高線に関わりなく、多くの対流セルが200km以上にわたって直線状に並んでいる。その形態は、Bluestein and Jain（1985）の分類に従うと「破線（broken line）型」となるが、最近Schumacher and Johnson（2005, 以下SJ05）が提唱した列車線—随伴層雲型（training line—adjoining stratiform, 略してTL/AS）に似ている。彼らは主にフラッシュ型洪水（flash flood）、すなわち降雨があつてから6時間以内に起こる洪水をもたらすMCSを調べる目的で、北米大陸のロッキー山脈の東から東岸にいたる地域において、1999年から3年間、雨量計のデータを用い、ある地点で日降水量が50年に1度という閾値を超えたケースを選び、これを「極端な大雨の事例」（extreme rain events）とした。全部で116例あり、その中で76例がMCSによって引き起こされた。そのMCSの中で、最も出現頻度の多かったMCS（24例）をモデル化したのが第15図である。対流セルが線形（直線か、ゆるやかにカーブした線）に並び、各々のセルは列車の箱のように、その線の方向に移動する。線の方向は中層の風の鉛直シアに平行している。さらに、その列車の高緯度側に層状の雲或いは降水があり、層状雲も列車と同じ方向に移動する。時間的に見れば、線状対



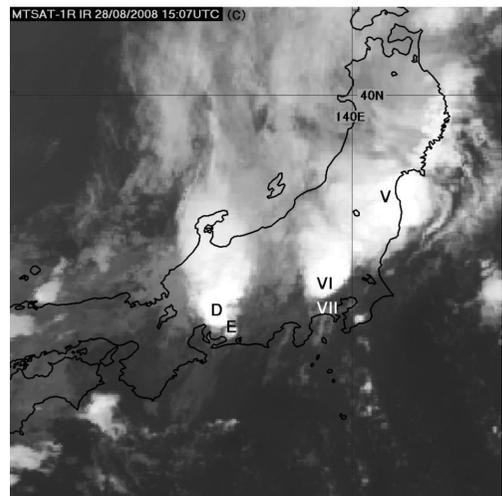
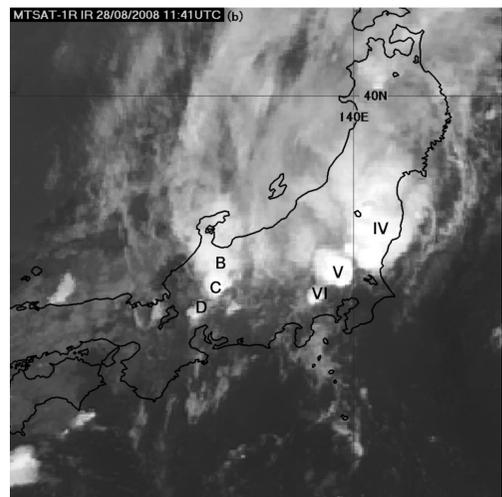
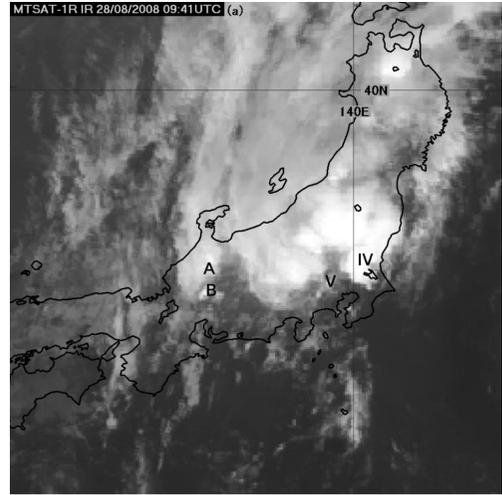
第12図 1時間降水量が観測史上1位を記録した地点の位置(×で示す)とそれが降った時刻前後のレーダー・エコーの分布。衛星画像は(d)の水蒸気を除いて赤外。風はMSMからの出力(予報0時間目)。(a)28日0841 UTC, 500 hPaの相対湿度(10%おき)と925 hPaの風, Kは福井県勝山市(0810 UTCに58.5 mm), Oは福井県大野市(0807 UTCに64.5 mm), Kuは埼玉県久喜市(1152 UTCに77.0 mm), 線分c-dは第13図の鉛直断面の位置(予報3時間目), (b)28日1507 UTC, 500 hPaの相対湿度と風, Iは岩手県一戸町奥中山(1907 UTCに37 mm), Icは愛知県一宮市(1410 UTCに120 mm), Tは岐阜県高山市六厩(1030 UTCに73.0 mm), 線分e-fは第16図の鉛直断面の位置(予報3時間目), (c)28日1741 UTC, 925 hPaにおける相当温位(3 Kおき)と風, Kは福島県川内村(1740 UTCに64.5 mm), Iは同県いわき市川前(1700 UTCに63.0 mm), Hは東京都八王子市(1708 UTCに63.0 mm), Fは同都府中市(1828 UTCに58.5 mm), Oは愛知県岡崎市(1700 UTCに146.5 mm), Gは同県蒲郡市(1831 UTCに71.5 mm)(予報0時間目:解析値), (d)28日2341 UTC, 925 hPaの風, Hは広島県東広島市河内(2330 UTCに88.5 mm), Fは同県福山市(29日0037 UTCに93.0 mm(予報0時間目:解析値))。



第13図 28日0841 UTCにおける第12図 a の線分 (c—d) に沿った鉛直断面上の (a) 風と相当温位 (3 K おき), 風は MSM からの出力 (予報 0 時間目). (b) 相対湿度 (10% おき, 相対湿度 $\leq 50\%$ の領域にハッチ). 両図に共通な太い破線は雲頂高度.

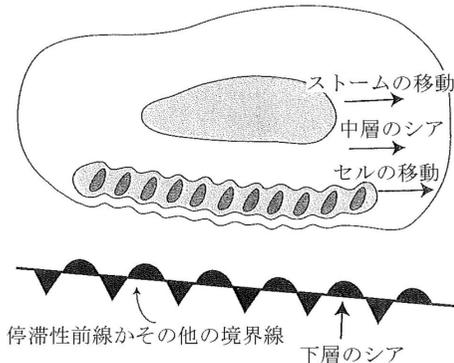
流雲が発達するにつれて，その近くに層状雲が形成されるという経過をとる。我々の場合，線状構造が崩れた後の1841 UTC (第12図 c) における福島県から宮城県におけるエコーのパターンは，第15図のモデルとは違って見えるが，SJ05がTL/ASの例として示した Fig.5 c とよく似ているし，Smull and Augustine (1993) にも同様なパターンが見られる。ちなみに，SJ05によるとBB型は2番目に多く，15例であった。

しかし，第12図 b の福島県から宮城県にかけて延びる線状 MCS が，列車型とは違った面もある。SJ05 が提案した列車型は，多くの場合，列車の南方には列車に平行して東西に伸びる停滞性 (あるいは遅い速度で進む) 前線或いはその他の境界線，例えば既存の MCS から広がってきた冷気外出流の先端の残りなど，がある。ときには，停滞前線から500 km も離れ



第14図 メソ対流系の発生と移動を示す水蒸気画像. (a) 0941 UTC, (b) 1141 UTC, (c) 1507 UTC.

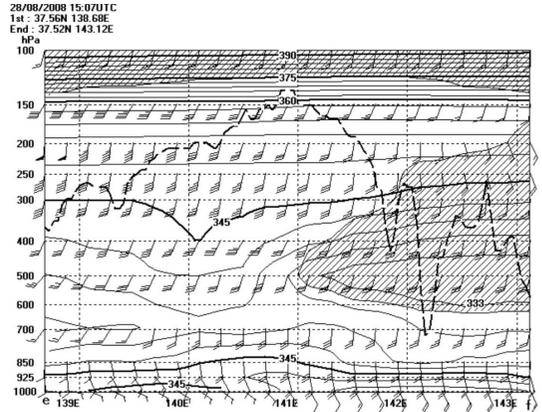
列車線—随伴層状雲 (TL/AS)



第15図 レーダーで観測された列車線—随伴する層状雲型のメソ対流系の模式的モデル。等値線と塗りつぶしはそれぞれ20, 40, 50 dBZのエコー反射強度を示す。下層シアは、それと中層シアは、それぞれ地表から925 hPaまでの層と925–500 hPaの層の鉛直シア (Schumacher and Johnson 2005)。

て発生することがあるという。こうしてみると SJ05 のいう TL/AS は、Moore *et al.* (2003) が詳しく調べた前線面上の対流 (elevated convection) と本質的に似たもののように見える。ところが今回の場合、線状 MCS に直角な方向 (線分 e–f) の鉛直断面上の相当温位と風と雲頂高度を示した第16図を見ると、この降水バンドは、むしろ前述の上空水蒸気前線によるものと思われる (第12図の2本の相対湿度境界線のうち東側の線)。すなわち、第15図のように境界から離れて発達したということはない。またバンドの西方に存在している層状の雲は、線状の対流セルより以前に発生していたという違いもある。

このような分類の議論よりも、予報の見地からは第7図bに示した28日1200 UTCの可降水量 (PWV) の分布の方が重要と思われる。この図を12時間前の図aと比べると、大きく違ったのは、関東平野から宮城県あたりまで、水蒸気ベルトが太平洋岸に沿って延びていったことである。これが、第14図に示した MCS IV から VII までの発達、特に福島県から宮城県にかけての列車型 MCS の発達に繋がったのではないかと推測される。さらに、後に岡崎豪雨が起った地域でも、PWV の増加は著しい。また関東地方東方洋上にも、PWV が大きい領域がある。これが第12図d、或いは後ででてくる第21図で示す関東地方と東方洋上の



第16図 28日1507 UTCにおける第12図bの線分 (e–f) に沿った鉛直断面上の相当温位と風と雲頂高度。相対湿度 $\leq 50\%$ の領域にハッチ。風はMSMからの出力 (予報3時間目)。

BB型のMCSと関連しているのではないと思われる。

このようにPWVを強調する理由は、GEONETと呼ばれる世界でも類を見ない稠密な地上GPS観測網からのデータを用い、1999年6月29日の寒冷前線について、小司 (2005) がPWVの分布の推測を行い、前線が通過した観測点では降雨が始まる前からPWVが増加を始め、約65 mmのPWVのピークの通過後に降水量のピークがあったという報告をしたからである。その後、米国中西部では豪雨の発生条件を調べるためにIHOP_2002という大規模な国際野外特別観測実験を行い、GPSのみならず航空機からのドロップゾンデなどのデータも加えて水蒸気の分布などを詳細に測定した。その結果、深い対流は下層で水蒸気の収束がある場所で発生することなどを見出した (Champollion *et al.* 2009)。予報の問題としては、Shoji *et al.* (2009) は国内のGEONETのみならず、グローバルな観測ネット (IGS) も利用し、しかもそうして推測したPWVを現業のメソ予報モデル (MSM) に4次元変分法で同化して、2008年7月28日の豪雨の再現実験を行った。その結果によると、予報開始から3時間 (FT=3) までの降水量のシミュレーションでは、GPSのデータを用いないときよりはGEONETを使った方がよく、GEONET+IGSを使った結果はさらによかった。しかし残念ながら、予報時間が長くなると成績は落ち始め、FT=9では近

畿地方への豪雨の広がりとは全くと言っていいほど再現されていない。短期降水予報の精度向上には、初期の水蒸気の場の正確な設定が不可欠という Ducrocq *et al.* (2002) や Kato and Aranami (2005) の指摘もあり、なぜ Shoji *et al.* (2009) のモデル MCS が長時間継続できなかったのか、今後の究明が切望されている。

3.4 西日本の豪雨

東日本の豪雨が東に去った後は、豪雨は西日本を襲う。第12図 d は広島周辺を豪雨が襲っている頃の500 hPa の相対湿度と925 hPa の風とレーダー・エコーの分布を衛星水蒸気画像に重ねたものである。四国沖の低気圧の周りの循環や、北太平洋の西縁を巡る対流雲の帯にも変わりはない。ただ日本海上の北西風が強まって、10時間前から、降雨帯の帯が広島あたりから北陸地方に延びている。降雨帯に直角方向の鉛直断面上の風と相当温位と雲頂高度の分布は第13図とよく似ていて (図省略)、この広島付近の豪雨は、上空水蒸気前線によるものとみることができる。

4. 8月30日における豪雨

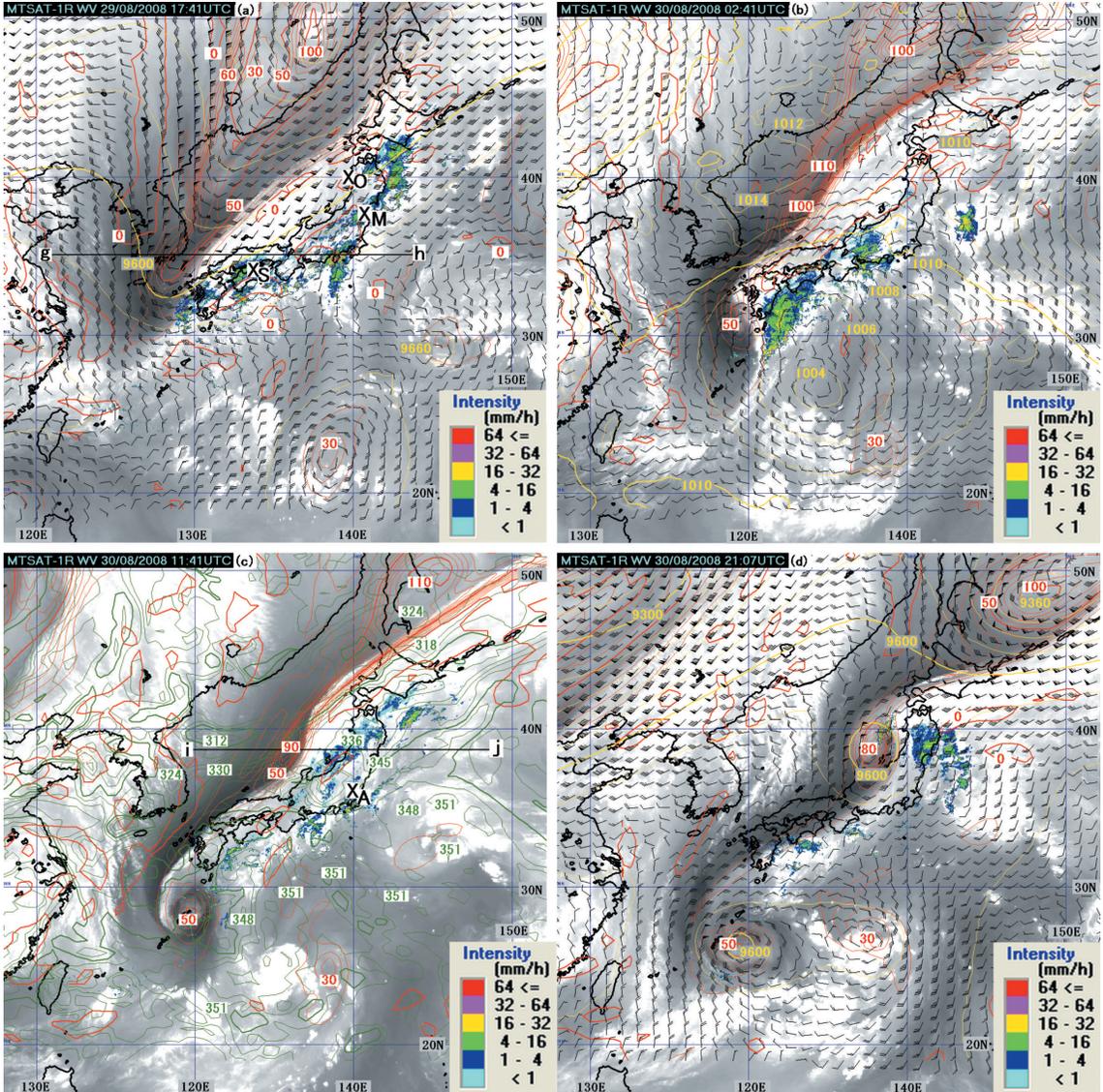
この広島地区の豪雨の後、線状に組織された MCS は発達していない。しかし、上層の流れには変化が見られる。第17図 a は29日1741 UTC における250 hPa における渦位 (potential vorticity) と300 hPa の高度場及び風を水蒸気画像に重ねたものである。まず目に付くのは、日本海上で画像の暗域と明域の境界が明瞭で、しかもその境界線が等渦位線の密集している位置と一致していること、渦位の値の大きい部分はトラフに対応していること、トラフの上流側には75ノット ($1 \text{ ノット} = 0.51 \text{ ms}^{-1}$) を超す北風のジェット・ストリーク、下流側には80ノットを超える南西風ジェット・ストリークがあること、そしてトラフの軸の東方に位置する日本列島上に、幾つかの MCS が散在していることなどである。以下記述の便宜上、渦位の値の大きい部分を渦位の正のアノマリーと呼ぶことにする (本当のアノマリーは空間的或いは時間的平均場からの偏差をいう)。渦位の正のアノマリーの南端近くで、東西方向 (線分 g-h) の鉛直断面上の渦位と温位と雲頂高度の分布を示したのが第18図である。多くの総観気象学の教科書にも書いてあるように、正の渦位のアノマリーの下、対流圏内には等温位線の盛り上がり、すなわち寒気のドームが存在している。そしてこのアノマリーはゆっくり東進しているので、乾燥した

空気が等温位線に沿って移動するとすれば、アノマリーの下流側 (東側) には上昇流、上流側 (西側) には下降流が期待される (例えば小倉 (2000) の p.114 や Martin (2006) の p.283。ただし、その Fig.9.6 ではアノマリーが西進している場合と書いてあるが、東進の間違いと思われる)。このため、第17図 a で、渦位の極値を結んだ軸が暗域と明域の境界線となることは不思議ではない。

時間が経つにつれ、この渦位のアノマリーの帯は伸張して渦位のストリーマーとなると共に、それに沿って波動を起こし始める。そして、第17図 a から9時間後の29日0241 UTC の図 b では、九州の西方海上でストリーマーの先端が切離し始める。同時に40 N あたりでは、境界線の波頭が盛り上がる。30日1141 UTC の図 c では、第1の渦は完全に切離され、第2の渦が能登半島西方の上空に形成されつつある。この時刻の東西方向 (線分 i-j) の鉛直断面上の渦度と風の場合を示したのが第19図である。切離された渦位の渦に対応する渦度の最大値は約 $550 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ で、高度約300 hPa に位置している。第19図で等温位線の頂点を結ぶ軸は上方に行くにつれて西に傾いているのに対応して、渦度の極大値の位置も、高度と共に西に傾く。図 d の30日2107 UTC の時刻になると、第3の渦もオホーツク海上空で完全に切離されていて、結局3個の渦がほぼ1500 km の間隔で並んでいることになる。

このような上層の激しく非線形の運動に比べれば、下層の気象状況の変化は相変わらず緩やかである。第17図 c に示したように、千葉県我孫子市で30日1014 UTC に、105.0 mm の1時間降水量の新記録が観測されている。それまでの記録の73 mm に比べれば、大幅な増加である。この時刻の SSI が第20図である。最初の28日0000 UTC 時刻 (第8図) と同じく、南南東の風と共に北北東にのびる水蒸気ベルトの中で、我孫子の豪雨は起こっている。

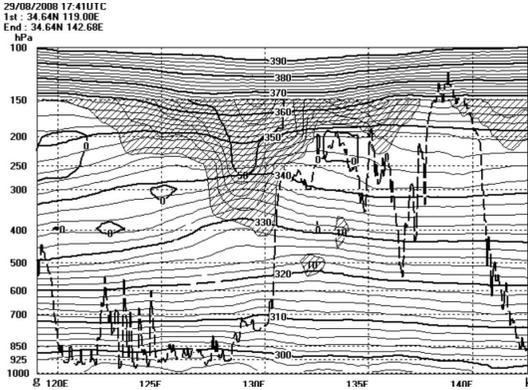
第17図に示した渦位のストリーマーの波動を理解するためには、Maejima *et al.* (2006) の線形安定理論が参考になる。彼らは2005年7月6日にやはり水蒸気画像の暗域と明域の境界で認められた波長約300~400 km の波動に対して、前に寒冷前線に伴う雲で認められた波動の発生を説明するために Toyoda *et al.* (1999) が用いた線形理論の手法に従って、観測された温度と風の鉛直・水平分布を基本場として、これにサイン形の無限小振幅の擾乱を重ねて、その線形波動方程式の固有値を数値的に求め、最も成長率の大きい



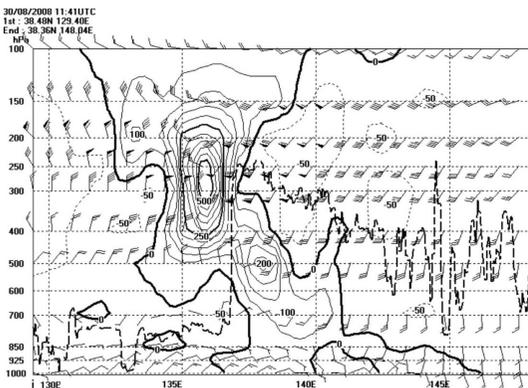
第17図 第12図と同じく、1時間降水量が観測史上1位を記録した地点の位置(×印)と、その時刻前後のレーダー・エコーと250 hPaの渦位(赤色、単位は0.1 PVU、等値線は1 PVU おき、 $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ kg}^{-1} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K}$)の分布と衛星水蒸気画像を示す。風はMSMからの出力(予報0時間目)。(a)29日1741 UTC、300 hPaの風と等高度線(黄色、60 m おき)、Oは秋田県男鹿市男鹿真山(1520 UTCに56.5 mm)、Mは宮城県丸森町(1320 UTCに69.0 mm)、Sは愛媛県西条市(1150 UTCに69.0 mm)、線分g-hは第18図の鉛直断面の位置(予報0時間目:解析値)、(b)30日0241 UTC、海面気圧(黄色、2 hPa おき)と925 hPaの風の分布(予報3時間目)、(c)30日1141 UTC、925 hPaにおける相当温位分布(緑色、3 K おき)、Aは千葉県我孫子市(1014 UTCに105.0 mm)、線分i-jは第19図の鉛直断面の位置(予報0時間目:解析値)、(d)図aと同じ、ただし30日2107 UTC(予報3時間目)。

固有値に対する固有関数が観測された波動の諸特性とほぼ一致することを示した。選択された波動の運動エネルギーは、基本場の運動エネルギーから変換された

ものであり、すなわち波動の主な原因は順圧不安定である。今回の場合も、第17図aに示したように、暗域の境界を挟んで強い風のシアがあることから、順圧



第18図 第17図 a と同時刻，線分 (g-h) に沿った鉛直断面上の渦位 (1 PVU おき，渦位 ≥ 1 PVU の領域にハッチ) と温位 (2 K おき，ほぼ水平に走る実線) の場と雲頂高度 (破線)。

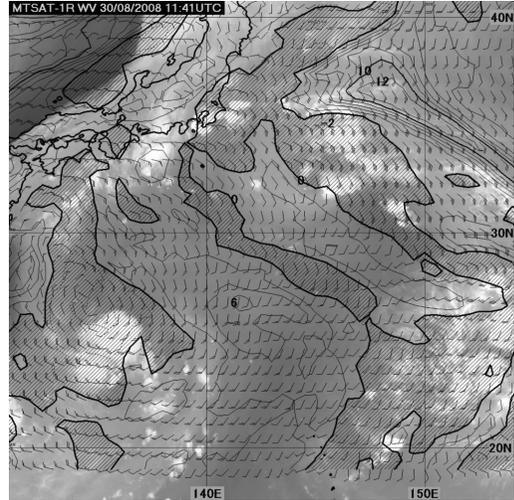


第19図 第17図 c と同時刻の30日1141 UTC，線分 (i-j) に沿った鉛直断面上の渦度 ($50 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ おき) と風と雲頂高度。風は MSM からの出力 (予報 0 時間目：解析値)。

不安定が起っていることが予想されるが，上記の線形安定理論を超えて，非線形理論に進む必要がある。サイン形の擾乱を仮定したのでは，幾つかの渦巻きが同時に発達してしまうのに反して，今回は渦位のストリーマーの先端から渦巻きが発達しては切離されるという過程が繰り返されていたからである。この過程を調べることは本論文の範囲外である。

5. 考察

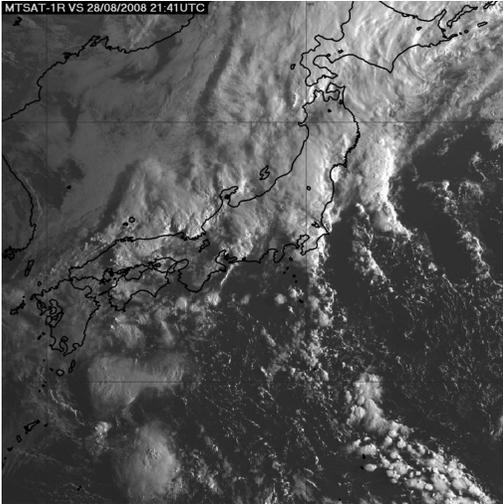
「平成20年8月末豪雨」で出現した多くの MCS の



第20図 第19図と同時刻の30日1141 UTC における SSI (1°C おき) と 925 hPa の風の分布。SSI ≤ 0 の領域にハッチ。風は MSM からの出力 (予報 0 時間目：解析値)。

中でも，28日岡崎市を襲った BB 型の豪雨は最も強い関心を集めている (原 2008)。それで分解能が最もよい可視画像で，岡崎の BB 型 MCS を見たのが第21図である。細い雲の線が三重県の中央部沖から延びて BB 型に連なっているのが分かる。また房総半島から関東地方南部を覆う BB 型 MCS も，その源は伊豆諸島付近の海上にある。このように先端が尖った MCS の形を見ると，にんじん型と呼ぶより，*Nuissier et al.* (2008) がフランス南西部に 3 回大水害をもたらした BB 型の MCS を記述するのに使った「V 字 (V-shape)」(*Scofield* 1985) の雲パターンという名称の方がいいかもしれない。さらに，既に述べたように，第21図には関東地方東方洋上に第 3 の BB 型 MCS がある。

ここで問題は，下層の空気が飽和に近く，雲底下の冷気プールの先端にあるガスト・フロントでの新しい対流セルの発生が期待できない状況で，BB 型の MCS がどうして発達するかである。事実，今回の岡崎 MCS の場合，アメダスの気温を詳しく調べた結果によると，にんじん型の雲の下での地上気温は，雲の外の地域のそれより 1°C くらいしか低くなかった (図省略)。小倉・新野 (2006) が調べた 2004 年 6 月 30 日の静岡豪雨を起こした BB 型 MCS の場合もそうである。この問題に対して，*Watanabe and Ogura*

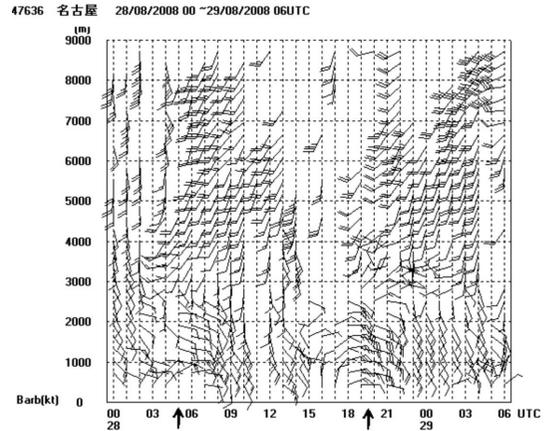


第21図 28日2141 UTCにおける可視衛星画像。

(1987)は、基本場の下層風が地形の影響で曲げられ、ある地点に収束場ができ、そこで新しい対流セルが次々に発生すると考えた。一方、雲を解像する数値モデルを用い、初めて梅雨前線に沿うBB型のMCSの再現に成功したKato (1998)とKato and Goda (2001)は、実験結果に基づいて、ある程度積乱雲による降雨が続くと、その場所の下層の気圧が周囲より低くなり、そこが新しい対流セルの発生源となってBB型のMCSができると述べた。つまり、積乱雲による降雨が続くと、その凝結熱によって中層の空気の温度が上昇し、たとえ雲底下で水滴が蒸発し空気が冷却され、地表で気温が周囲より低くなっても、地表の気圧は周囲より低いというわけである。このことはスコールラインの場合にはよく知られている(例えば小倉(1997)の第10.12図)。

その点で興味があるのが第22図に示した名古屋におけるWPRである。名古屋に近い岡崎で大雨が降った28日18 UTCを中心として、高さ約2 kmまでの層内で風向が北→東→南と変化している。程度は低いが、同じような変化が03 UTCを中心として起こっている。この時刻というのは、第1図と第9図から分かるように、岡崎でかなりの雨が降った時刻である。強い雨はその凝結に伴う加熱効果により下層の渦位を増大させ、従って下層の風や気圧に影響を及ぼす可能性は十分ある(Ogura *et al.* 2009)。

ところが最近、Schumacher and Johnson (2008)はミゾーリ州の東部に大きなフラッシュ型洪水を起こ



第22図 名古屋における8月28-29日のウィンドプロファイルの時系列。矢印は岡崎における豪雨の時間帯。

したBB型MCSに対して、事例解析と水平格子間隔1 kmのモデルによる再現実験を行い、対流雲をBB型に組織化したのは、冷氣プールでなく、深い対流雲で励起された重力波であることを示した。もう少し詳しく述べると、彼らの場合には、豪雨前に切離低気圧によるメソ対流渦(Mesoscale Convective Vortex, MCV)と、その南西側に下層ジェットがあった。このMCVと下層ジェットの相互作用によりMCVの南西側に上昇流があり、その部分の大気の安定度は悪くなると共に、MCV内では深い対流が発生する。その際に放出される凝結熱によって重力波が発生し、これが次々に対流セルを作りBB型のMCSに組織化されるというシナリオである。重力波の存在は、ストームが通過した地表の2測定点で、1分ごとの気圧と温度と降水量の記録から確認できたという。

引き続き、Schumacher (2009)は、地表では明確な前線などの境界線が解析されなくても、準定常的なBB型のMCSが12時間に200 mm以上の降雨をもたらした6例を解析して、上記のミゾーリ州の事例がかなりの一般性をもっていることを示した。すなわち、MCVと下層ジェット、そして下層と中層の風の鉛直シアの大きな違いの存在である。また、Schumacher (2009)は仮想的な状況で数値実験を行い、重力波によるBB型MCSの組織化を議論している。

今回の岡崎BB型MCSの場合、岡崎付近には気圧の測定値はないので、名古屋地方気象台の気圧・気温などの1分値の時系列を調べた。その結果によると、

28日の03 UTC 前後, および18 UTC 前後の豪雨に際しては, 前者では約5°C, 後者では約3°Cの気温低下はあったが, 気圧には対応する変化は認められなかった(図省略)。

ちなみに, 上記以外にも最近では, MCV と豪雨の関係について多くの論文が発表されている(例えば Trier and Davis 2007)。28日の岡崎豪雨の場合, 第22図のWPRの記録を見ても, MCVの痕跡は認められない。

6. まとめと今後の課題

2008年8月26日から31日まで連日, 本州各地で1時間降水量の記録を更新する豪雨があるという異常な日が続き, 「平成20年8月末豪雨」と命名された。本論文ではこの期間中, 総観規模の気象状況はどうであったか, 記録破りの豪雨を起こしたメソ対流系はどんな型に組織化されていたかを, 観測データと予報モデルからの出力を用いて解析した。その結果によると, この期間, 上層の亜熱帯ジェット気流は蛇行して, 日本の北東にはブロッキング現象に似た気圧パターンのリッジが居座り, その上流側には寒気を伴ったトラフがあった。下層では, 日本東方洋上で, リッジの低緯度側に北太平洋高気圧が位置していた。一方, 四国南方洋上に低気圧が停滞し, さらに27°N付近には上層寒冷低気圧も停滞し, 東方の高気圧の間で南風が暖湿の空気を本州に送り続けた。このため, 本州では成層不安定な状態が続いた。水蒸気の分布で特徴的なことは, 500 hPaの相対湿度の分布で見ると, 等相対湿度線が密集する水蒸気前線が, ほぼ南北方向に並んでいて, それに挟まれた本州は高相当温位で不安定な空気に覆われていた。豪雨の多くは, 上空の水蒸気前線に沿って線状に組織されたメソ対流系(MCS)か, 2本の上空水蒸気前線に挟まれた地帯でのBB型に組織されたMCSに伴って起こった。すなわち, いずれも弱い強制力(forcing)の下で起こった豪雨である。そして重要なことは, 例えば上空水蒸気前線で発生したMCSが, やがて強いBB型のMCSとなるというように, MCSは一生の間に型を変えることである。また, 可降水量とMCSの発生・発達に密接な関係があることも分かった。29日頃からは, 上層の気圧パターンが変化し始め, 日本海の本州側に沿って延びた上層の渦位のストリーマーが, その先端で次々と低気圧性の渦巻きを切離していき, その渦巻きに伴う豪雨があった。

本論文は主にルーチン観測の結果と数値予報モデルからの出力を解析した結果の記述に限られているため, 見出された現象を起こすメカニズムについての議論は十分ではない。従って, 今後なすべき課題としては,

- 上空水蒸気前線に伴う線状メソ対流系のトリガーとなる鉛直循環の観測並びに数値モデルによる確認,
 - 雲底下の冷氣プールに頼らないバックビルディング型メソ対流系の構造と進化について, 気圧と水蒸気量を含む観測と, その対流系の発生と維持に好都合な環境の特定,
 - 渦位のストリーマーがその先端で次々と切離を起こすメカニズム,
 - わが国とその周辺におけるMCSを伴う中層のメソ対流渦(MCV)の存在の有無。もし存在しなければ, MCSを取り巻く環境(特に風の鉛直シア)の日米間の違いの調査,
- 等が挙げられる。

謝 辞

本研究にあたっては, 著者の一人(小倉)は東京大学大気海洋研究所から外来研究員として便宜を受けたことを記して謝意を表したい。また, この原稿に目を通して有益なコメントを下された東京大学大気海洋研究所新野 宏教授, 担当編集委員林 修吾氏並びに2名の査読者に深く感謝したい。

参 考 文 献

- 足立 誠, 瀬古 弘, 2009: 2007年8月31日の島根県隠岐の大雨について。天気, 56, 826-830。
- Bao, J. W., S. A. Michelson, P. J. Neiman, F. M. Ralph and J. M. Wilczak, 2006: Interpretation of enhanced integrated water vapor bands associated with extratropical cyclones: Their formation and connection to tropical moisture. Mon. Wea. Rev., 134, 1063-1080。
- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J. Atmos. Sci., 42, 1711-1731。
- Browning, K. A. and G. A. Monk, 1982: A simple model for the synoptic analysis of cold fronts. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 108, 435-452。
- Champollion, C., C. Flamant, O. Bock, F. Masson, D. D. Turner and T. Weckwerth, 2009: Mesoscale GPS

- tomography applied to the 12 June 2002 convective initiation event of IHOP_2002. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 645-662.
- Doswell, C. A. III, H. E. Brooks and R. A. Maddox, 1996 : Flash flood forecasting : An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560-581.
- Ducrocq, V., D. Ricard, J.-P. Lafore and F. Orain, 2002 : Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France : On the importance of the initial humidity field. *Wea. Forecasting*, **17**, 1236-1265.
- 原 基, 2008 : 平成20年8月末豪雨 (今月のひまわり画像). *天気*, **55**, 828.
- Hobbs, P. V., J. D. Locatelli and J. E. Martin, 1996 : A new conceptual model for cyclones generated in the lee of the Rocky Mountains. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1169-1178.
- Houze, R. A. Jr., 2004 : Mesoscale convective Systems. *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003, doi : 10.1029/2004RG000150.
- Kato, T., 1998 : Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 97-128.
- Kato, T. and K. Aranami, 2005 : Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model. *SOLA*, **1**, 1-4.
- Kato, T. and H. Goda, 2001 : Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 899-924.
- 気象庁, 2008 a : 平成20年8月末豪雨. 災害をもたらした気象事例, 8 pp. http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/bosai/report/new/jyun_sokuji20080826-31.pdf
- 気象庁, 2008 b : 「平成20年8月末豪雨」等をもたらした大気の流れについて. 報道発表資料, 2 pp. <http://www.jma.go.jp/jma/press/0809/12a/heavyrain.pdf>
- Kumabe, R., 2000 : CAL development in Meteorological Satellite Center. *Geophys. Mag.*, Ser. 2, **3**, 109-121.
- Maejima, Y., K. Iga and H. Niino, 2006 : Upper-tropospheric vortex street and its formation mechanism. *SOLA*, **2**, 80-83.
- Martin, J. E., 2006 : Mid-latitude atmospheric dynamics : A first course. John Wiley & Sons, Ltd., 324 pp.
- Moore, J. T., F. H. Glass, C. E. Graves, S. M. Rochette and M. J. Singer, 2003 : The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the central United States. *Wea. Forecasting*, **18**, 861-878.
- Neiman, P. J., F. M. Ralph, G. A. Wick, Y.-H. Kuo, T.-K. Wee, Z. Ma, G. H. Taylor and M. D. Dettinger, 2008 : Diagnosis of an intense atmospheric river impacting the Pacific Northwest : Storm summary and offshore vertical structure observed with COSMIC satellite retrievals. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4398-4420.
- Newell, R. E., N. E. Newell, Y. Zhu and C. Scott, 1992 : Tropospheric rivers? A pilot study. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 2401-2404.
- Ninomiya, K., 2010 : Intense rainfalls on August 17, 1968 over the Kiso-Hida and Nagara River Basin in Japan associated with intrusion of middle tropospheric dry airs over the low-level moist belt. *J. Meteor. Soc. Japan*, **88**, 737-754.
- Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin and S. Anquetin, 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. I : Numerical framework and synoptic ingredients. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 111-130.
- 小倉義光, 1997 : メソ気象の基礎理論. 東京大学出版会, 215 pp.
- 小倉義光, 2000 : 総観気象学入門. 東京大学出版会, 289 pp.
- 小倉義光, 2006 : 2003年7月3～4日静岡豪雨と梅雨前線小低気圧の世代交代. *天気*, **53**, 509-518.
- 小倉義光, 2009 : ゲリラ豪雨という言葉をなくそう. *天気*, **56**, 555-563.
- 小倉義光, 新野 宏, 2006 : 謎に満ちた不意打ち集中豪雨—2004年6月30日静岡豪雨の場合 (その2). *天気*, **53**, 821-828.
- Ogura, Y., R. Kumabe and S. Nishimura, 2009 : Initiation and evolution of a subtropical low observed near the Japan Islands. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 941-957.
- Ralph, F. M., P. J. Neiman and G. A. Wick, 2004 : Satellite and CALJET aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern North Pacific Ocean during the winter of 1997/98. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1721-1745.
- Ralph, F. M., P. J. Neiman and R. Rotunno, 2005 : Dropsonde observations in low-level jets over the Northeastern Pacific Ocean from CALJET-1998 and PACJET-2001 : Mean vertical-profile and atmospheric-river characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 889-910.
- Schaefer, J. T., 1986 : The dryline. in *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, Amer. Meteor. Soc., Ed. P. S.

- Ray, 549-572.
- Schumacher, R. S., 2009 : Mechanisms for quasi-stationary behavior in simulated heavy-rain-producing convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1543-1568.
- Schumacher, R. S. and R. H. Johnson, 2005 : Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 961-976.
- Schumacher, R. S. and R. H. Johnson, 2008 : Mesoscale processes contributing to extreme rainfall in a mid-latitude warm-season flash flood. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3964-3986.
- Scofield, R. A., 1985 : Satellite convective categories associated with heavy precipitation. Preprints for Sixth Conf. on Hydrometeorology, 29 October, Indianapolis, Amer. Meteor. Soc., 42-51.
- 小司禎教, 2005 : 1999年6月29日GPS可降水量でみた寒冷前線. 気象研究ノート, (208), 89-96.
- Shoji, Y., M. Kunii and K. Sato, 2009 : Assimilation of nationwide and global GPS PWV data for a heavy rainfall event on 28 July 2008 in Hokuriku and Kinki, Japan. *SOLA*, **5**, 45-48.
- Smull, B. F. and J. A. Augustine, 1993 : Multiscale analysis of a mature mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 103-132.
- Toyoda, E., H. Niino, K. Tsuboki and R. Kimura, 1999 : Midtropospheric anticyclonic vortex street associated with a cloud band near a cold front. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2637-2656.
- Trier, S. B. and C. A. Davis, 2007 : Mesoscale convective vortices observed during BAMEX. Part II : Influences on secondary deep convection. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 2051-2075.
- Watanabe, H. and Y. Ogura, 1987 : Effects of orographically forced upstream lifting on mesoscale heavy precipitation : A case study. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 661-675.
- 吉崎正憲, 加藤輝之, 2007 : 豪雨・豪雪の気象学. 朝倉書店, 187 pp.
- Zhu, Y. and R. E. Newell, 1998 : A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 725-735.

An Analysis of Weather Systems in “the Heavy Precipitation Period in Late August 2008”, with an Emphasis on Organization of Mesoscale Convective Systems

Yoshimitsu OGURA*, Ryoji KUMABE** and Shuji NISHIMURA***

* (Corresponding author) *Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 5-1-5 Kashiwanoha, Chiba 277-8564 Japan.*

** *Climate Prediction Division, Global Environment and Marine Department, Japan Meteorological Agency.*

*** *National Typhoon Center, Forecast Department, Japan Meteorological Agency.*

(Received 31 May 2010 ; Accepted 3 December 2010)
