

第2章

現象の特徴別の線状降水帯の 構造や維持機構

2. 1 近畿地方中部の線状降水帯

2.1.1 大阪平野における線状降水帯の発生機構について ～2004年5月13日の事例解析～

瀬川 知則、朝原 信長、岩本 久雄、飯田 早苗、濱崎 博史、牧田 広道、鎌倉 和夫（大阪管区气象台）

(1) はじめに

大阪平野での線状の降水帯については、「淀川チャネル」と呼ばれ、これまでに、数々の調査がなされてきた。これまでの調査から、「淀川チャネル」は、日本海を東進する低気圧からのびた寒冷前線の通過時や梅雨前線や秋雨前線の南下時など、南西風が卓越する場合に多く発生することがわかっている。また、淀川チャネルは、大阪湾から琵琶湖周辺まで、淀川に沿って線状の強雨域を持つことが特徴の一つとして知られている。

本報告で扱う2004年5月13日の大雨事例は、降水域が上記の特徴を持つことから「淀川チャネル」の一事例と考えられる。これまでの本事例の幾つかの解析では、淀川沿いに存在する滞留冷氣層の存在や中層の乾燥域の侵入によって、前線南側の暖域内で線状降水帯が発生する局地的な現象と報告されてきた（例えば、山下ほか(2008)）。しかし、詳細に見てみると、線状降水帯が大阪平野を南下するときにも降水が強まる事例があり、単に滞留冷氣層の存在だけでは説明が難しい事例が存在することが分かった（朝原ほか、2007）。

そこで、本報告では、滞留冷氣層以外も視野に入れて、本事例の強雨の要因について再検討をおこなった。その結果、短波トラフに対応する低気圧とそれに吹き込む南からの気流の重要性が示唆された。本報告では、実際に観測された実況資料や気象庁非静力学モデル（JMANHM）によって再現した結果等を用いて、本事例の線状降水帯の発達と短波トラフに対応する低気圧との関係について述べる。

(2) 観測データを用いた解析

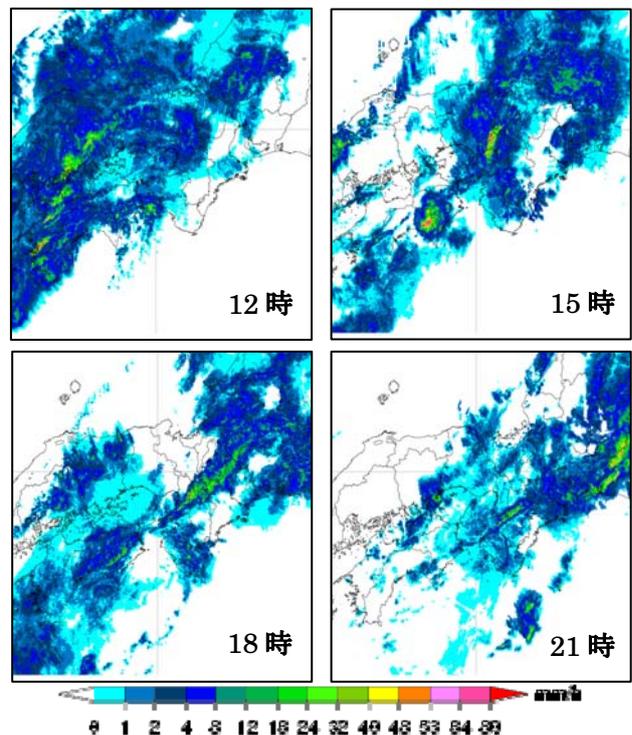
(2.1) 線状降水帯の発生時の概要

第1図に、2004年5月13日12時から21時までの気象庁合成レーダーによる降水分布を示す。12時には、すでに、降水域が中国・四国地方から近畿地方に広がっており、その中に愛媛県から岡山県にのびる強い降水域があって、周囲の弱い降

水域ともに発達衰弱をしながら東に移動していた。これらの降水域が15時に大阪平野を通過すると、急激に降水強度が強まり、明瞭な線状降水帯が形成された。この線状降水帯は長時間維持され21時頃まで大阪府付近で持続した。特に15時頃と17時頃に降水強度のピークがあった（第1図参照）。これらの強化された線状降水帯は、解析雨量で1時間に70mm以上、アメダスでは1時間に40mm以上、3時間に70mmに近い雨量をもたらし、大阪府内では床上浸水168棟、崖崩れ2件、道路損壊1件等の被害が発生した。本報告では、15時と17時に強化された線状降水帯のうち、17時のものに注目して解析を行なった。

(2.2) 降水帯発生時の総観場の特徴

まず、2004年5月13日15時の総観場の特徴を見てみる。JRA25（長期再解析データ）による500hPa天気図では、強風軸は南北に2段解析され、



第1図 レーダー合成図（5月13日、各時刻は日本時間）。

主たるトラフは沿海州から黄海へと伸びている。別に中国地方付近には5760mの等高度線付近に短波のトラフが解析できる(第2図上段)。850hPaでは、500hPaのトラフに対応して2つの傾圧帯(相当温位で339Kと315K付近)が解析された(第2図下段)。

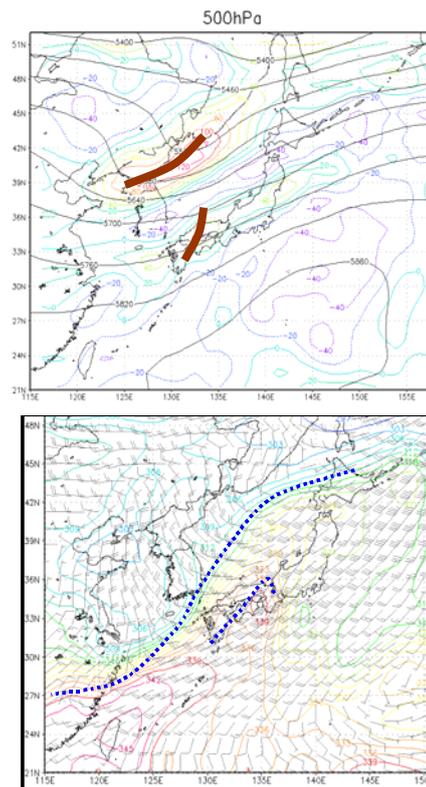
気象庁の地上天気図(第3図)では、日本海北部にある低気圧から南西にのびる寒冷前線が解析されている。この前線は前述の850hPaの315K付近の傾圧帯と対応している。一方339K付近の傾圧帯は地上天気図では地上前線としては解析されていない。このため西日本は寒冷前線の南側の暖域内とされ、過去の調査等ではこの事例は、暖域内の現象として扱われることが多かった。しかし850hPaの339K付近の傾圧帯は、レーダーエコー(第1図)による降水域とも概ね対応がよく、またウィンドプロファイラ観測網で観測した15時の1500m付近の水平風は、高松で西南西風、美浜で南西風になっていて、シアーとして解析でき(第4図)、このシアーとの対応もよい。以上のことから850hPaの339K付近の傾圧帯を前線として解析し、注目する現象はこの前線によるものと考えた。

(2.3) 地上気圧の変化との降水域との対応

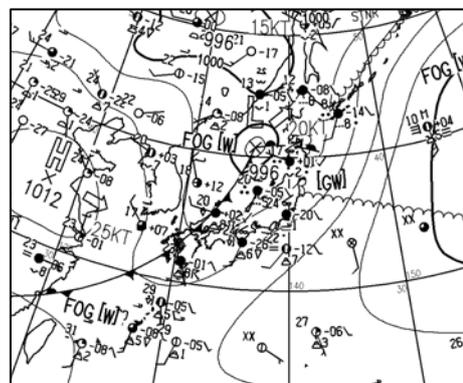
まず、線状降水帯が再発達した17時の局地天気図をみると、降水帯のある大阪平野に、50kmほどのスケールの低気圧があり、そこに湿った南西風が吹き込んでいた(第5図)。南西風域の先端では、露点温度の水平傾度が大きくなっていて、大きな傾度の領域が、低気圧から南東と南西にのびていた。これらの領域が大阪平野の低気圧に伴う温暖前線と寒冷前線と対応すると考えられる。

この低気圧の通過に伴う地上気圧の時間変化をみるために、第6図には、西日本における1時間と3時間の気圧変化量が、負の領域の移動を示す。15時の大雨の時間帯にかけて、1時間気圧変化量で瀬戸内を東進する負の領域が見られる。一方、四国地方から近畿地方には、北東に進む3時間気圧変化量の負の領域が見られる。

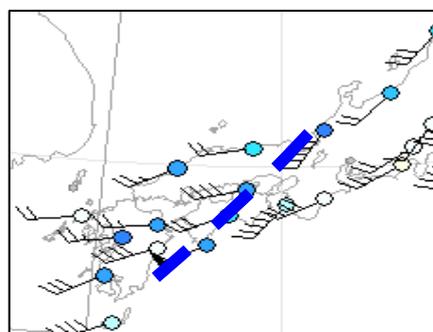
中国地方、四国地方、近畿地方の20官署の地上気圧(1分値)について、官署毎に13日0時~24時の平均気圧を求め、各時刻における平均気圧からの偏差を求めた。第7図には、これらのうち大阪湾周辺の気象官署である高松、洲本、大阪、彦



第2図 2004年05月13日06UTCの500hPa高度(m)、渦度(上段)と850hPaの相当温位(K)と風(kt)(下段)。ともにJRA25利用。上段の茶太線はトラフの位置を、下段の点線は2系統の傾圧帯の位置をそれぞれ示す。



第3図 2004年05月13日06UTCの地上天気図。



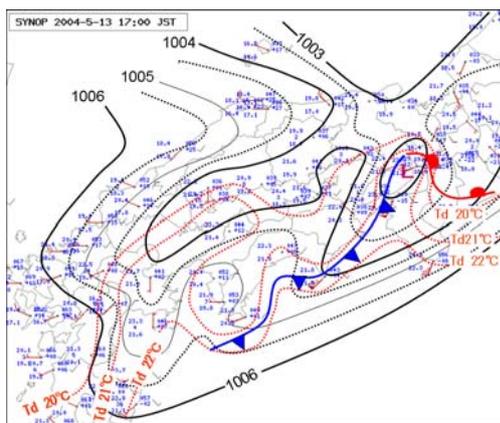
第4図 2004年05月13日06UTCの西日本のWPRの分布(高度1500m)。

根の結果を示したものである。2つの負の偏差が、約 60km/h の速度で西から東に移動している、15時と17時に大阪を通過している。これらの時間は、第1図で示した線状降水帯の再発達の時刻と対応しており、これらの低圧部や低気圧が線状降水帯の発達に寄与していることを示唆している。

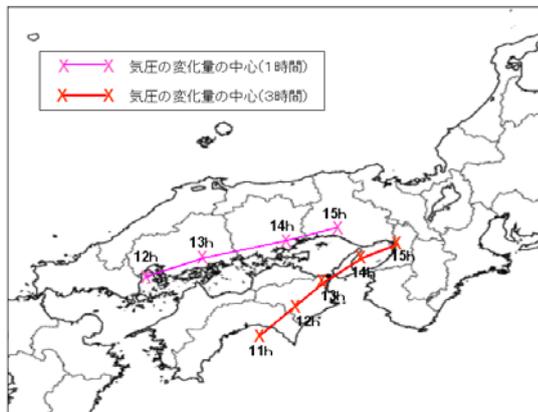
この大阪平野を通過する負の偏差がどのように大阪平野で発達した線状降水帯に寄与しているかを調べるため、数値モデルを用いて再現実験を試みた。

(3) 気象庁非静力学モデルを用いた数値実験

実況解析でみられた低気圧と線状降水帯の発達に対する関係を解明するために JMANHM を用いて再現実験を行った。本研究で用いた JMANHM の主な設定を第1表に示す。格子間隔は5kmとし、中国・四国地方や近畿地方を覆うように 102×102 格子の領域を用いた。鉛直層は50層で、層の厚さは高



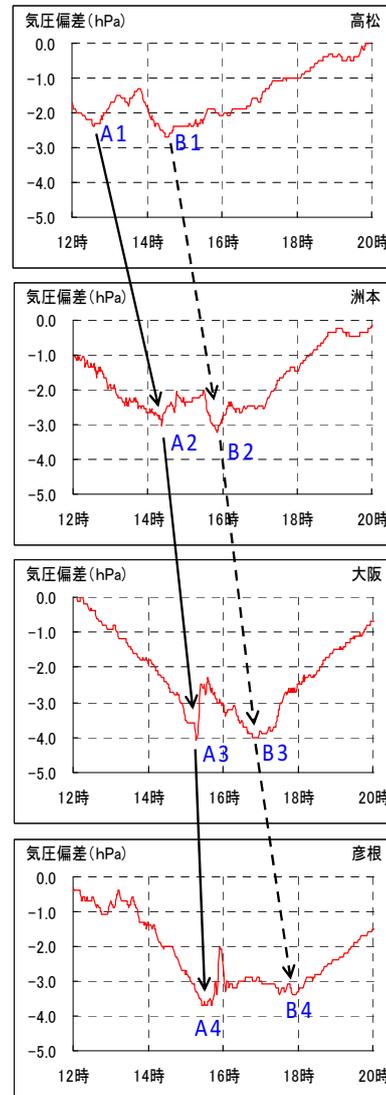
第5図 5月13日17時の地上局地天気図解析。
海面気圧 (hPa、黒)、露点温度 (°C、赤)。



第6図 1時間と3時間の気圧変化量の移動。負の気圧偏差の最大を「X」で示している。

度と共に厚くなり、最下層で 20m、モデルの最上層では 22240m に設定している。初期値境界値は気象庁現業の領域モデルの解析値から作成した。

(3.1) JMANHM を用いた再現実験と実況解析の比較



第7図 13日12時～20時の大阪湾周辺の気象官署の気圧偏差の時系列(高松・洲本・大阪・彦根)。A, Bはそれぞれ負偏差のピークを示す。

第1表 JMANHM の主な初期設定(CNTL 実験)

- ・初期値時刻：2004年5月13日00UTC
- ・境界値時刻：2004年5月12日12UTC
- ・水平解像度：5km
- ・水平格子数：102 × 102
- ・鉛直層数：50層
- ・積分時間間隔：24秒
- ・雲物理過程：氷相を含むバルクモデル
- ・乱流過程：改良Mellor-Yamada Level3スキーム
- ・K-F対流スキーム：利用しない(雲物理過程のみ)

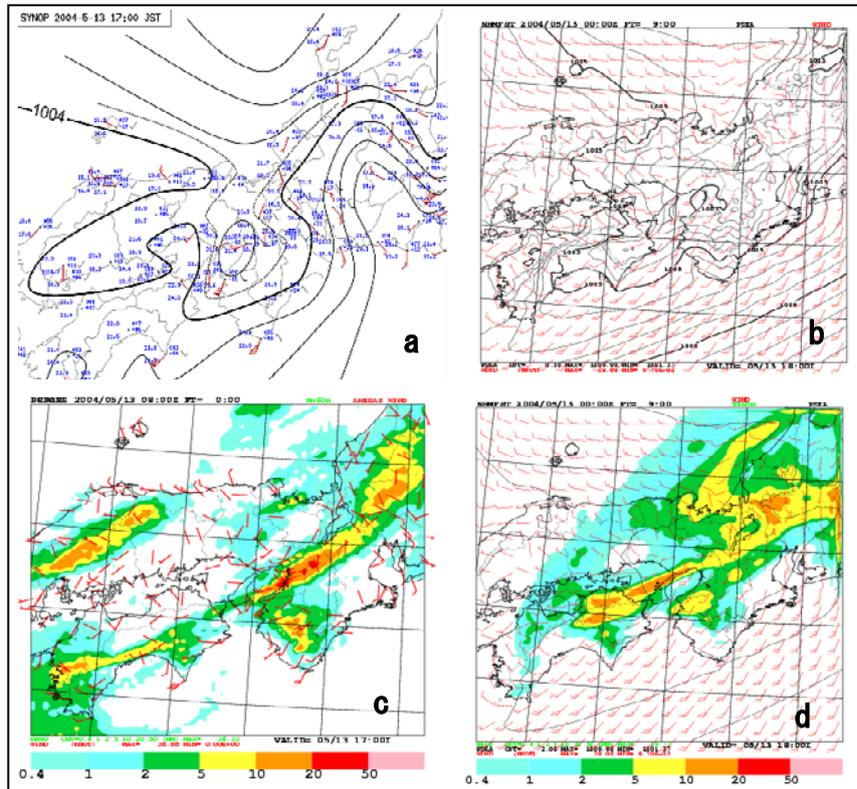
最初に、JMANHM を用いた実験結果が実況を再現しているかどうかを確認する。第 8 図は、線状降水帯が再発達した 17 時の JMANHM で再現した海面気圧と降水分布である。実況の分布と比較すると、JMANHM の実験結果は 1 時間程度遅く再現されているものの、大阪平野の低気圧(第 8 図(b))や近畿地方中部から四国に伸びる形状をした線状降水帯など、良く再現できていることがわかる。このことから、JMANHM の計算結果は実況を良く表現していると判断し、この出力を用いて解析を行った。

(3.2) 線状降水帯の発生過程

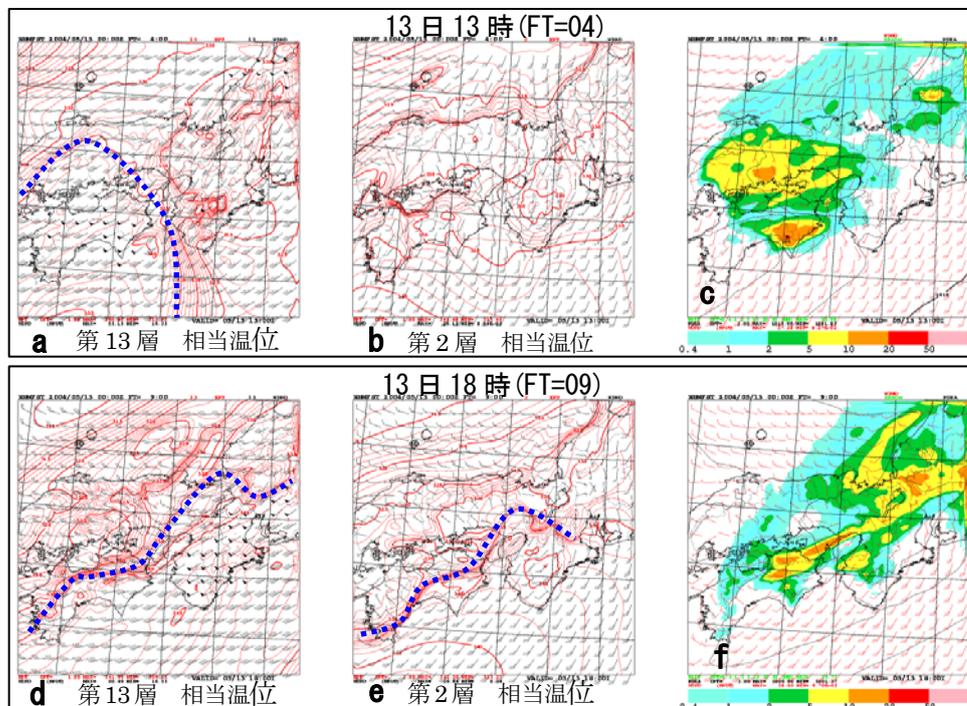
第 9 図上段には 13 日 13 時を、下段には 18 時の計算結果を示す。

13 時には、モデル面第 2 層(地上約 20m 付近)において、近畿地方は南北に緩やかな相当温位傾度がみられる(第 9 図(b))。一方、モデル面第 13 層(地上約 1500m 付近)では、温暖前線位相の相当温位線の集中帯が紀伊水道付近を東進しつつあり、寒冷前線位相が中国地方西部にみられる(第 9 図(a))。また、南風の卓越により、地上では四国瀬戸内側に地形の影響を受けた低圧部がみられる(第 12 図(a))。降水分布は、高知県東部に地形効果も加わったと思われる降水域と、瀬戸内側に西から東進する降水域がある(第 9 図(c))。

18 時には、大阪平野に地上で低気圧が表現されている(第 12 図



第 8 図 実況解析(17時)と JMANHM 実験結果(18時予想)の比較。(a)局地天気図、(b)JMANHM による海面気圧(hPa)・風(kt)、(c)解析雨量 1 時間積算値(mm)・風(kt)、(d)JMANHM による 1 時間積算降水量(mm)・風(kt)



第 9 図 2004 年 5 月 13 日 13 時(上段)と 13 日 18 時(下段)を予報対象時刻とする JMANHM の計算結果。(a),(d)はモデル面第 13 層の相当温位(K)と風(kt)、(b),(e)はモデル面第 2 層の相当温位(K)と風(kt)、(c),(f)は地上風(kt)・海面気圧(hPa)・1 時間積算降水量(mm)を示す。青点線は、各層における相当温位線の集中帯を示す。

(f)。モデル面第2層の相当温位から、大阪平野付近の東側と南西側に相当温位傾度の大きな領域が形成されており(第9図(e))、東側は温暖前線構造を持った位相、南西側は寒冷前線位相と考えられる。降水分布は、寒冷前線位相に沿って線状となっている(第9図(f))。

海面気圧の変化を追うと、この低気圧は、広島県西部の弱い収束域が兵庫県付近に東進した時点で、紀伊水道から暖湿気が大量に流入し前線上で対流が強まり、低気圧として顕在化したと考えられる。このタイミングで、モデル面第13層付近で東進してきた相当温位傾度の大きな領域(寒冷前線位相)で、地上付近では紀伊水道からの高相当温位気塊が流入しており(図略)、対流活動が活発化したと考えられる。その結果、地上付近から中層にかけて前線構造が明瞭となり、線状の強い降水帯が形成されたと考えられる。

(3.3) 降水最盛期の構造

次に、JMANHMで再現された線状降水帯が最盛期であった13日19時の構造をみよ(第10図)。

19時は18時と同様に、降水帯は滋賀県から大阪府にのび、線状の形状が維持されていた(第10図(f))。断面図(第10図(b))をみると、大阪平野上空は相当温位の傾度が大きく破線付近では南西風から西風の変化も明瞭で、寒冷前線構造が確認できる。モデル面第2層の相当温位、風の分布をみると低気圧性の循環がみられ(第10図(d))、地上では低気圧が大阪平野に表現されている(図略)。この低気圧性循環から東側に温暖前線の構造を持った位相が形成されている。南西側には寒冷前線が形成され、高知県中部付近でキンクとなっている。モデル面第13

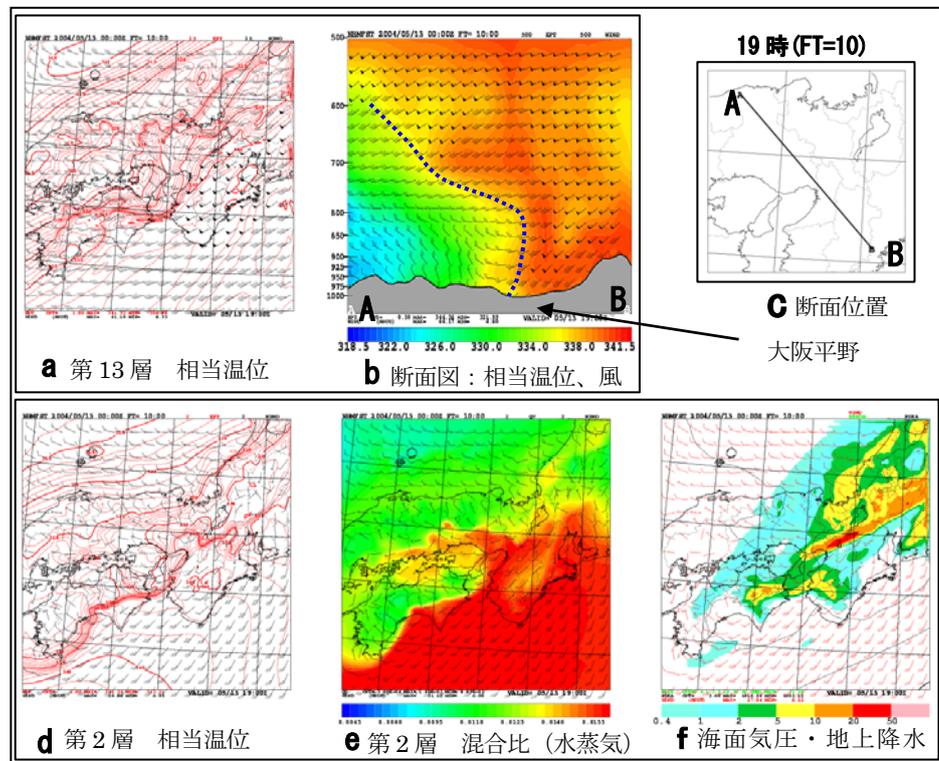
層(第10図(a))と重ねてみると、東側は上空への傾斜はやや緩やかで(図略)、寒冷前線側は地上付近から下層での傾斜がほぼ垂直となっている。モデル面第2層の混合比(水蒸気量)では、紀伊水道から湿った気流が大阪湾から内陸部の低地中心に流入している(第10図(e))。

(4) 感度実験

本事例について、これまでJMANHMによる再現実験を行った調査は数多くあったが、感度実験により降水帯に対してどのような要因が効いていたのかを調査した結果はなかった。ここでは、これまでの数値実験で明らかになった、大阪平野で発生した低気圧の発生過程と降水帯への影響について、感度実験を行った結果を述べる。以下では、第1表の設定による実験結果をコントロール実験(CNTL)とする(第11図(a), 第12図(a), (d))。

(4.1) 降水過程が低気圧形成に与える影響

降水過程が低気圧に与える影響について考察するため、まず非断熱加熱の雲物理過程を考慮しな



第10図 2004年5月13日19時を予報対象時刻とする計算結果。(a) モデル面第13層の相当温位(K)、(b) 相当温位(K)・風(kt)の断面図(青破線は前線面)、(c) 断面位置、(d) モデル面第2層の相当温位(K)、(e) モデル面第2層の水蒸気混合比(kg/kg)、(f) 海面気圧(hPa)・地上風(kt)・1時間積算降水量(mm)。

い実験(ドライモデル実験)を行った(TEST1)。CNTLでみられた広島県西部の地上収束線は、TEST1ではその後も不明瞭のままだった(第12図(b))。また、TEST1では瀬灘付近で風下低気圧が形成されるが、この風下低気圧はほとんど東進せず、予報時間が経過しても紀伊水道から播磨灘へ回り込む南風により四国東部で低圧部として表現される程度であった(第12図(e))。よって、地上収束線を維持したまま降水システムが瀬戸内を東進するためには、降水過程が必要であることがわかった。

(4.2) 地形が低気圧形成に与える影響

地形が低気圧の形成にどのように影響するかを確認するために、予報領域の地形をすべて海上と設定した実験を行った(TEST2)。その結果、山脈や地表面の摩擦がなくても低気圧は形成され、TEST2の降水システムの東進はCNTLよりもやや速かった(第11図(b))。

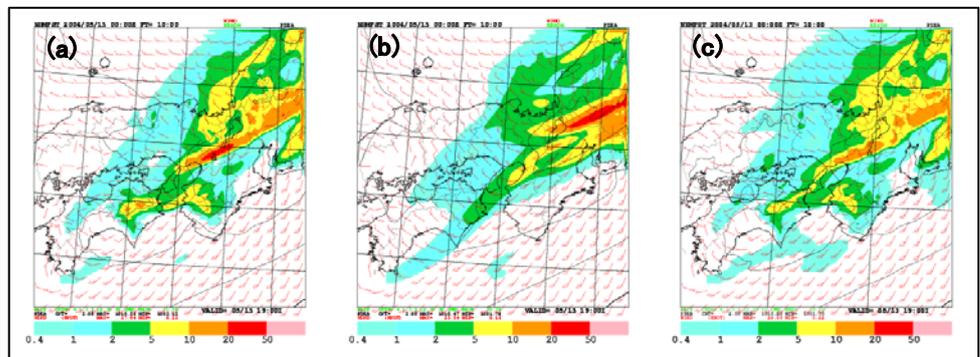
低気圧の顕在化の過程について、(4.1)節で述べたように、CNTLは収束線が中国地方を東進するが低気圧としてまとまらず、紀伊水道からの暖湿気が流入した時点で低気圧として顕在化した(第12図(d))。一方、TEST2は地上の収束線が中国地方から東進し、CNTLよりも早く低気圧として顕在化した(第12図(f))。

以上のことから、地形の影響は、特に四国があることにより、瀬戸内では暖湿気の収束線への供給が妨げられ、低気圧の顕在化を遅らせる効果があることがわかった。

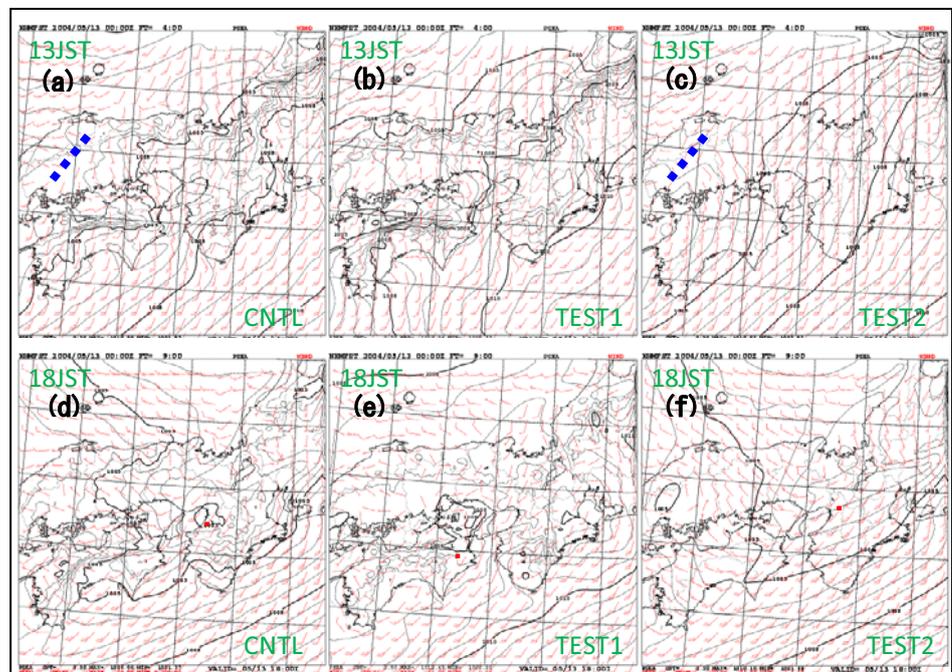
(4.3) 雨滴、あられ、雪の蒸発(昇華)が降水系に与える影響

中層への乾燥大気の侵入は、積乱雲の発達を抑制する一方、降水粒子の蒸発により積乱雲群内の加熱が抑制される。これにより、潜在不安定な状態が維持され、積乱雲を次々に発生させる環境を作り、豪雨の発生要因となることがある。(吉崎・加藤、2007)。

乾燥大気の存在は、低相当温位域で示唆される。本事例では、相当温位の断面図などからも明瞭な前線構造であると解析したが、地上付近に比べ850hPa付近の低相当温位域が先行しており(第10



第11図 2004年5月13日19時の地上1時間積算降水量(mm)、海面気圧(hPa)、風(kt)。(a)CNTL、(b)TEST2(地形を全て海上)、(c)TEST3(降水粒子の蒸発の除去)。



第12図 2004年5月13日00UTC初期値の海面気圧(hPa)、風(kt)分布の比較。予報対象時刻(JST)は上段が13時、下段が18時。(a)、(d)がCNTL(基準実験)、(b)、(e)がTEST1(ドライモデル)、(c)、(f)が地形を海上(地形:0m、粗度:海)とした実験(TEST2)。Lはモデルで表現された地上低気圧の位置、青点線は収束線を示す。

図(b))、乾燥大気的作用による対流活動の活発化の可能性も考えられる。

そこで、乾燥大気の線状降水帯への寄与を調べるために、雨滴、あられ、雪の蒸発(昇華)を除いた感度実験(TEST3)を行った。その結果、TEST3の降水分布はCNTLと比較して、若干、降水量の減少が見られたが、降水分布も含めて概ねCNTLと同様であった(第11図(c))。この実験は中層への乾燥域の侵入という環境場を再現したものではないが、乾燥大気の振る舞いによる降水の強化は小さいとみられる。

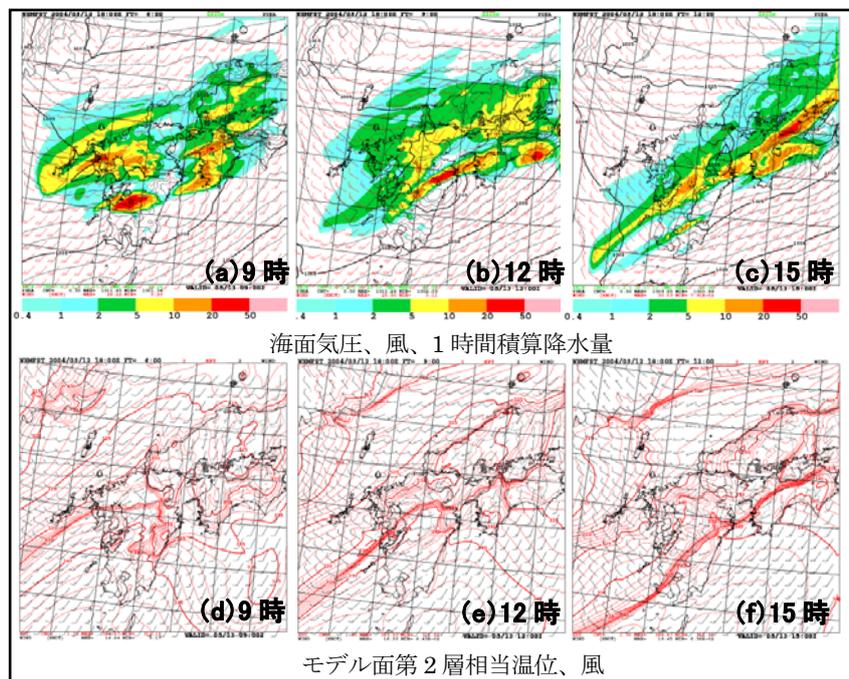
(4.4) 感度実験のまとめ

感度実験から、以下のことがわかった。南から流入する暖湿気は瀬戸内を東進する降水域や地上収束線の維持に寄与している。また、播磨灘付近までは四国の影響で地上収束線に対する暖湿気の影響は限定的で、低気圧の顕在化や降水の強化は起こらない。播磨灘以東では、紀伊水道から暖湿気が大量に供給され収束線上に地上低気圧が顕在化し、降水も強化された。なお、線状降水帯への乾燥大気の寄与は確認できなかった(第2表)。

(5) 領域を西側に移した実験結果

(3.2)節では、近畿地方まで東進してきた下層で相当温位傾度の大きな領域が、地上では低気

圧として顕在化し、前線構造を形成したことを示した。この相当温位傾度の大きな領域がCNTLの計算範囲の西側でどのような状況であったかを調べるために、計算領域を西側に移し、初期時刻を溯って実験を行った。第13図にCNTL実験より西側の領域で行った結果を示す。初期値は12日18UTC(13日03JST)で水平格子数は130×130格子、その他はCNTLと同様の設定を用いた。9時では第2層の相当温位傾度の大きい領域は五島列島付近にあり、風向の変化も明瞭で寒冷前線の位相と見なせる(第13図(d))。この相当温位傾度の大きい領域の



第13図 2004年5月12日18UTC初期値のJMANHMによる計算結果。計算領域はCNTLより西側である。(a),(b),(c)は地上風(kt)・海面気圧(hPa)・1時間積算降水量(mm)、(d),(e),(f)はモデル面第2層の相当温位(K)と風(kt)を示す。予報対象時刻(JST)は、(a),(d)が9時、(b),(e)が12時、(c),(f)が15時である。

第2表 感度実験の結果と比較

実験名称	地形	降水過程	CNTLとの違い	計算結果の特徴
CNTL	実地形	雲物理過程のみ、KFスキームなし		実況よりも1時間遅れて降水分布が表現されていた。
TEST1	実地形	降水過程なし(ドライモデル)	CNTLで見られた地上収束線が不明瞭。四国瀬戸内側の風下低気圧があまり東進しない。	地上収束線を維持しつつ瀬戸内を東進するためには降水過程が重要。
TEST2	高度:0m、粗度:海	雲物理過程のみ、KFスキームなし	降水域が位置ずれしており東進も早い。地上の収束線が東進しながら次第に低気圧として顕在化。	地上収束線への暖湿気の供給が四国の影響で障害され、低気圧としての顕在化が遅れた。
TEST3	実地形	雲物理過程のみ、KFスキームなし、雨・霰・雪の蒸発を除去	若干降水量が減少したが、降水分布も概ね同じ。	乾燥大気の振る舞いによる降水の強化は小さい。

南端の 335K 線付近を暖湿気の北端とみると、五島列島以東では九州北部まで暖湿気が流れ込み、この前線位相と九州南部の地形効果に伴う降水がみられる(第 13 図(a))。また、四国付近も地形効果による降水が主体となっている。12 時では、前線位相は東に進み、相当温位 335K 線は四国北西部から九州北部を経て南西方向にのびる(第 13 図(e))。降水分布をみると南側(四国から九州中部)の地形効果に伴う降水等により、前線位相による北側の降水は強化されず、顕在化していない(第 13 図(b))。15 時になると、前線位相は更に東に進み(第 13 図(f))、降水分布をみると四国中部に地形効果に伴う降水がみられるが(第 13 図(c))、前線位相に伴う線状に連なる降水帯が明瞭で、前線位相の顕在化がみられる。

以上のことから、第 2 図にみられる 500hPa で 5760m 沿いの短波のトラフに伴う下層の相当温位傾度の大きな領域は、九州の西から存在していることがわかった。

(6) GPS 可降水量

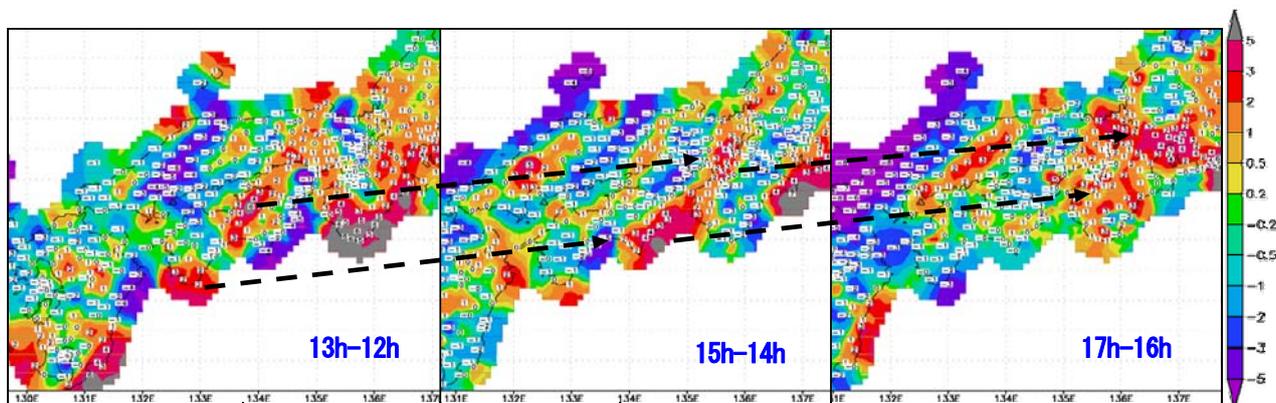
大阪平野付近での降水の強まりは、降水分布から実況では 2 回あったが、JMANHM の結果では明瞭に 2 回あることを示せなかった。そこで、GPS 可降水量の前 1 時間差をとってその変化を考察する(第 14 図)。第 14 図から、GPS 可降水量の増大域(暖色域)は、瀬戸内側を東進するものと四国南岸を東北東進するものがある。このうち、最初の降水の強まり(15 時頃)は、瀬戸内側から東進する増大域が対応している。また、18 時頃の降水の強まりには、四国南岸から東北東進した増大域が

対応している。衛星資料やレーダー等では、GPS 可降水量の増大域に対応する積乱雲域は見出せなかったが、増大域の移動は、降水の強まりに対してそれぞれ移動経路の違う水蒸気が開与していたことを示している。今事例では、降水の強化と GPS 可降水量の前 1 時間差との増大域について対応がよかったため、実況監視のツールとして、大阪平野で線状降水帯が発生する時の GPS 可降水量の特徴について、今後も調査を進める必要がある。

(7) まとめ

本事例の線状降水帯の発生過程と機構は以下のように考えられる。

- ①初期段階は、日本海の寒冷前線南側の暖域内で、地上付近では南北に緩やかな相当温位傾度が存在した。850hPa 付近には、中国地方西部に 500hPa の 5760m の高度線付近からのびるショートトラフに伴う前線位相が見られた。
- ②広島県西部の地上前線は系の動きに伴い東進したが、瀬戸内中部を東進する間は、四国に遮られるため暖湿気の流入が弱く、収束線上の対流は強まらなかった。
- ③地上収束線は兵庫県付近に達すると紀伊水道から大量の暖湿気が流入し、収束線上の対流を強め低気圧が顕在化した。
- ④この低気圧の顕在化に伴い、地上付近から下層への相当温位傾度が大きくなり、下層から中層に至る前線構造が明瞭となった。
- ⑤紀伊水道から流入する暖湿気は、この前線面に沿って上昇・凝結し、前線に沿って線状の降水帯を形成した。



第 14 図 GPS 可降水量の前 1 時間差 (mm)。暖色系が可降水量の増大域を示し、寒色系が可降水量の減少域を示す。黒破線は増大域の動きを示す。

なお、下層風がほぼ南風の場合、四国北東部に地形の影響から低気圧が形成されるが、感度実験などから、この地形の影響を受けた低気圧が線状降水帯の形成に与える影響は小さいと考えられる。

(謝辞)

GPS可降水量は、国土地理院GPS連続観測システムのデータを気象庁気象研究所の小司禎教主任研究官にて解析・処理した可降水量データを用いた。また、JRA25は気象庁と電力中央研究所の共同研究により実施された長期再解析データで、この資料を利用して頂いた。

(参考文献)

- 山下寛・松長高雄, 淀川チャンネルを語る会グループ、2008 : 淀川チャンネル型大雨. *日本気象学会関西支部例会要旨集*, **114**, 38-41.
- 朝原信長・瀬川知則・野村武司・鎌倉和夫, 2007 : 大阪平野における前線南下時に見られる線状降水帯の特徴について. *平成19年度大阪管区気象研究会誌 (大阪府)*.
- 吉崎正憲・加藤輝之, 2007 : 豪雨・豪雪の気象学. *応用気象学シリーズ4*, 朝倉書店, 196pp.

2.1.2 奈良県に影響する線状降水帯について

山本 陽子、岸本 満、小林 光昌、野中 栄作（奈良地方気象台）
伊藤 晋悟（関西航空地方気象台高松空港出張所）

（要旨）

奈良県に線状降水帯が発生した事例のうち、警報級の雨を降らせた事例と注意報級の雨を降らせた事例を詳細に解析し、線状降水帯形成と降水を強化する要因を調査した。線状降水帯の形成には「西風と南西風の水平シア」が重要であり、冷氣層は必ずしも必要ではなかった。降水を強化する要因には、「冷氣層の存在（発達した降水セルを停滞させる働き）」と「西風と南西風の水平シアの厚さ」が重要な役割を果たしていると考えた。西風の成因については解明できていない。

（1）はじめに

強雨をもたらす線状降水帯の構造や維持機構、発達や移動を決定する要因を解明するため、警報級の雨を降らせた2004年11月12日の事例(事例A)と注意報級の雨を降らせた2006年7月2日の事例(事例B)について詳細に解析し、共通点・相違点を導き出し、線状降水帯の形成及び発達の要因等を調査した。

（2）事例解析

（2.1）解析に用いた資料

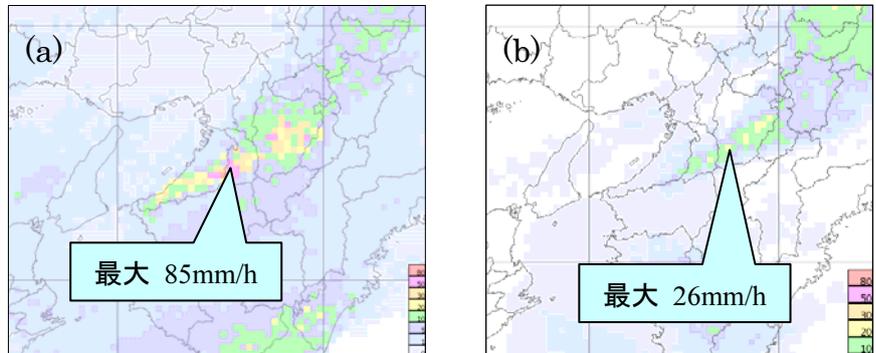
解析には全国合成レーダーエコー、関西国際空港と大阪国際空港のDRAWのdual解析、ウィンドプロファイラ(以下、WPR)、潮岬高層、地上、アメダス、気象庁非静力学モデル(以下、JMANHM)による再現実験のデータ等を用いた。

（2.2）降水の概要

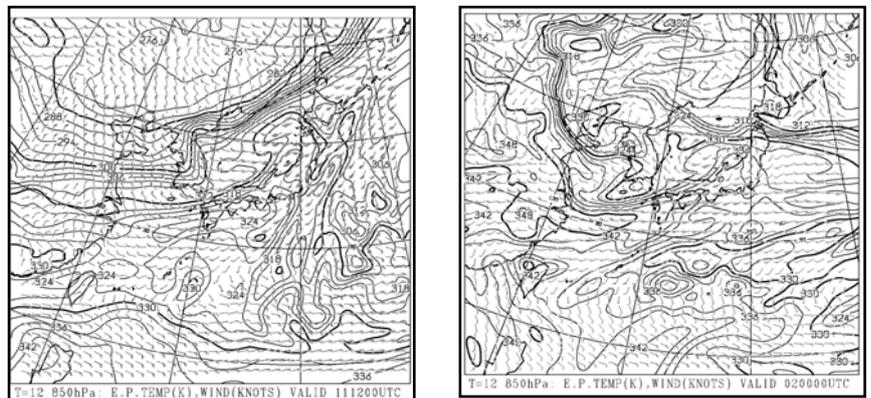
【事例A】11日19時頃、中国地方から九州北部にあったNE-SW走行の弱い降水帯がゆっくり東進し、12日1時～3時頃、大阪湾から奈良県北部に線状降水帯

が形成され、時間最大85ミリの雨が降った(第1図(a))。強い降水セルは線状降水帯上をゆっくりと北東進した。

【事例B】2日1時頃、九州北部にあったNE-SW走行の降水帯が二つに分かれ、5時頃、広島湾の北東付近で時間最大約50ミリの雨を、また、長崎県から大分県にかけて時間最大約80ミリの雨を降らせ、この頃が最盛期であった(図略)。その後、広島付近の降水帯が近畿地方に東進し、新たに奈良県～大阪府に線状降水帯が形成され、時間最大26ミリの雨を降らせた(第1図(b))。この線状降水帯上を強い降水セルが比較的速い速度で北東進した。



第1図 解析雨量 (a)2004/11/12 2～3時の1時間解析雨量 (b)2006/7/2 10～11時の1時間解析雨量



第2図 850hPa 予想天気図 (a)2004/11/11 9時イニシャルのFT=12 (b)2006/7/1 21時イニシャルのFT=12

(2.3) 総観場と高層実況

事例A、Bともあり500hPaではトラフが渤海湾から朝鮮半島付近に、西日本は西南西の流れとなっていた。また、700hPaでも西日本は西南西の流れであった(図略)。850hPaでは山陰沿岸付近に相当温位の集中帯があり、その暖域側の西日本には相対的な高相当温位が流入し(第2図)、地上では日本海西部を低気圧が東進していた(第3図)。

線状降水帯発生前の潮岬高層の実況を第1表に示す。事例Aより事例Bの方が強風であった。安定度は2事例とも大きな差はみられなかった。

(2.4) WPR

第4図にWPR平面図を、第5図にWPR鉛直断面図を示す。

【事例A】第4図より高度800mでは、12日0時、高松と和歌山/美浜に西と南西の水平シアーがみられ、その後12日4時過ぎに和歌山/美浜が西

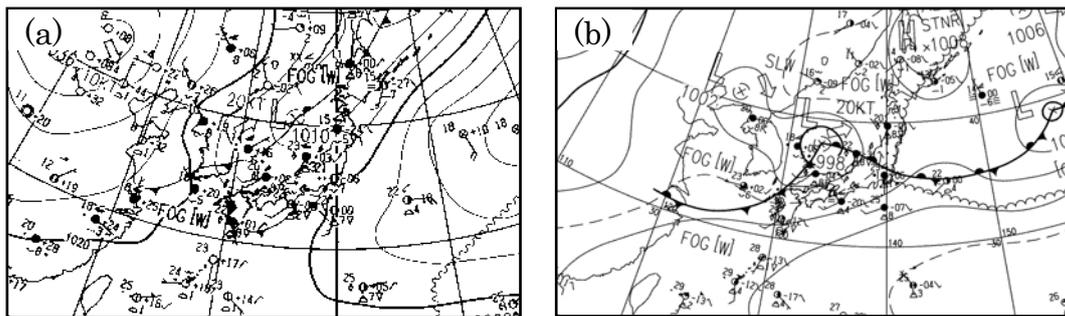
第1表 潮岬の高層観測

要素	2004/11/11 21時	2006/7/2 09時
風向・風速(850hPa)	251° 24kt	246° 46kt
相当温位(850hPa)	331K	343K
風向・風速(700hPa)	256° 30kt	251° 56kt
相当温位(700hPa)	328K	342K
SSI	0.6	-0.1
K-index	34.5	36.5

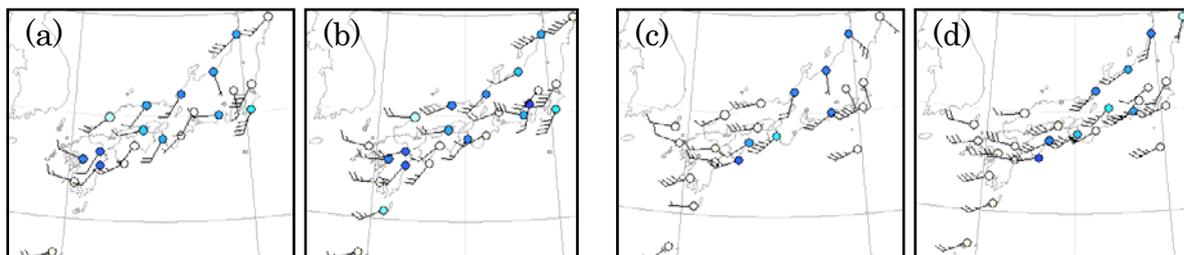
～北西の風に変化しシアーは解消された。このシアーは高松と和歌山/美浜では顕著であるが、西日本全体を眺めるとシアーと総観場やエコー域との対応は悪い。高度1500mでも、12日0時、高松と和歌山/美浜に西と南西のシアーがみられ、その後3時には和歌山/美浜でも西に変化しこのシアーは解消された。西日本全体を眺めると高度800mと同様、不明瞭であった。

第5図より高松では、最下層で西風が11日22時頃から吹き始め、12日2時頃から最大で3000mに達している。和歌山/美浜では南西風が吹くなか、1時頃から高度3000mで西風が入り始め、2時には高度1000mまで達するが、再び3000mで南西風が吹き始めており、3時過ぎには全層南西風となる。

【事例B】高度800mでは、2日1時、山陰西部沿岸～九州北部にのびていた西風と南西風の水平シアーは、瀬戸内以北で西風が先行する形で東進し11時頃奈良県北部を通過している。シアーとエコー域は概ね対応がよい。高松では7時頃、南西風から西風に変化している。高度1500mでは、2日1時山陰西部沿岸～九州北部にのびていた西風と南西風のシアーは東進し、山陰西部～瀬戸内海～豊後水道までは明瞭であったがその後、四国東部から近畿地方では南西風が緩やかに西風に変化し、シアーは不明瞭であった。



第3図 地上天気図 (a)2004/11/11 21時 (b)2006/7/2 3時



第4図 WPR平面図 (a)2004/11/12 0時 高度800m (b)2004/11/12 0時 高度1500m (c)2006/7/2 9時 高度800m (d)2006/7/2 9時 高度1500m (風速の単位はkt)

高松の鉛直断面図では、西風の厚さは最大約1300mであった。和歌山/美浜の鉛直断面図では奈良県に線状降水帯が形成されている間は南西風が続いていた。このことと西風が北から先行して内陸に進入することが奈良県で線状降水帯がNE-SW走向から次第にE-W方向に寝てくる要因となっている。

(2.5) 事例Aの線状降水帯発生～終息の過程

12日0時20分～3時までの全国合成レーダーエコーを第6図に示す。0時20分、弱い線状降水帯Aが六甲山南側から北大阪に現れ、関空の北西海上にもエコーが発生し北東方向に線状降水帯Bがのび始める。

1時～1時30分、線状降水帯Aは北東進し、線状降水帯Bと合流し淀川沿いで強まる。合流した線状降水帯A+Bには北西風と冷氣層側から東～南東風が吹き込んでいる。なお、線状降水帯A+Bの南側の高度626mの生駒山では南西風の暖気が流入している。関空の風が北東から西よりに変化し、新たにエコーCが堺市付近で発生、発達し始める。

2時～2時30分、線状降水帯A+Bが東進しエコーCと合流して線状降水帯A+B+Cとなり、エコーCは更に発達し線状降水帯A+B+C上を北東進し奈良県北西部に流入、線状降水帯A+B+Cは和泉山脈の

北側から奈良北西部をとおり滋賀南部までのびる。

3時、線状降水帯A+B+Cの南側の動きは和泉山脈付近で停滞し、北側は奈良県北東部まで東進し次第に線状降水帯は東西に寝た形となり不明瞭となった。

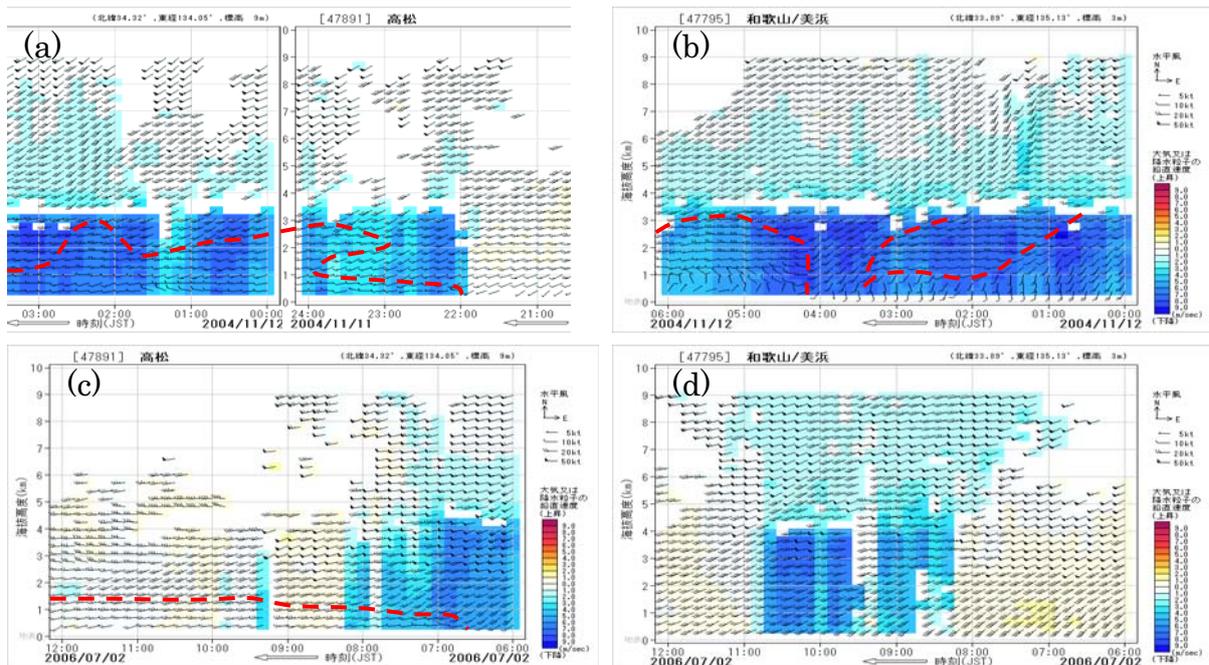
(2.6) 事例Bの線状降水帯発生～終息の過程

9時00分～10時50分までの全国合成レーダーエコーを第7図に示す。9時、兵庫県南部にあったエコーが東進し9時40分京都府南部に達した頃、このエコーに連なるように大阪南部沿岸にかけ線状降水帯が発生し急速に発達した。その後、線状降水帯は事例Aと同様な過程で東西に寝た形となり不明瞭となった。

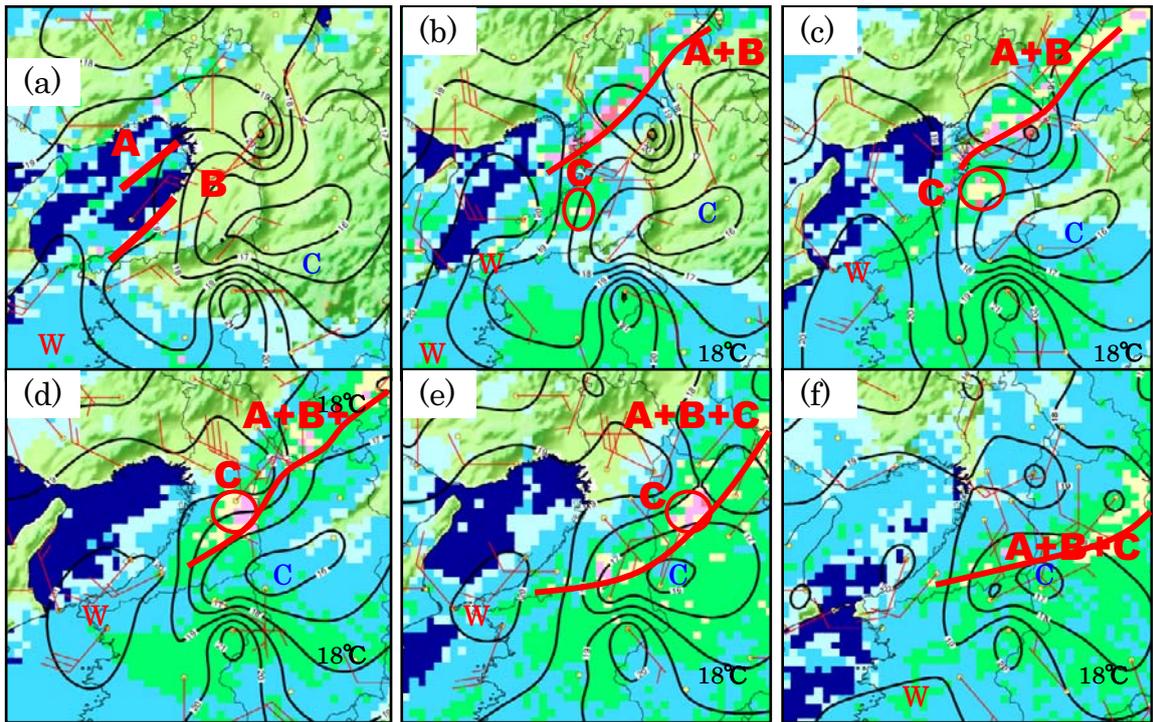
線状降水帯は西風（相対的冷氣）と南西風（暖気）のシアーが大阪湾を東進し上陸してから発生している。

(2.7) 局地天気図

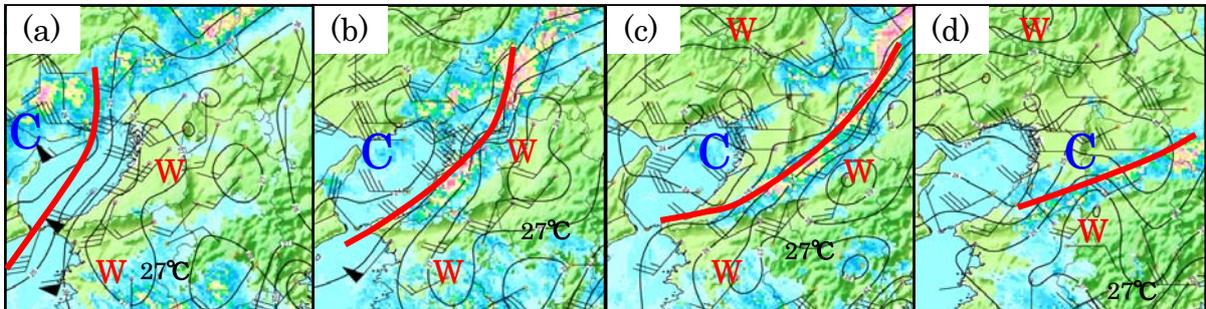
【事例A】第8図に局地天気図を示す。気圧傾度が小さく、大阪湾付近が気圧の谷となり、紀伊水道から南よりの風、大阪平野から東よりの風、六甲山付近から北よりの風、瀬戸内付近から西風が緩やかに流入している。線状降水帯の発生時を含む前後の時間帯、この気圧配置は大きく変化せず、



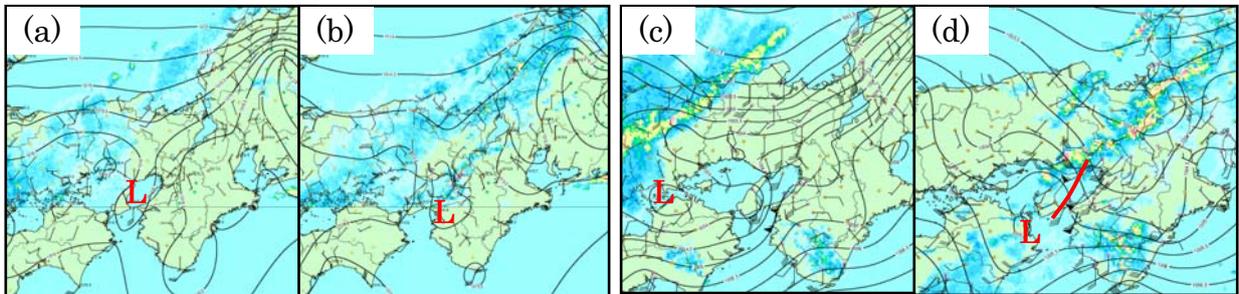
第5図 WPR鉛直断面図(鉛直速度と風、赤破線は風のシアーを示す) (a)高松 2004/11/11 21時～11/12 3時 (b)和歌山/美浜 2004/11/12 0～6時 (c)高松 2006/7/2 6～12時 (d)和歌山/美浜 2006/7/2 6～12時



第 6 図 2004/11/12 の全国合成レーダーエコー図(6°C/km で高度補正したアメダス気温の等温線(黒線、1°C 間隔)と風、降水帯(赤線)、降水帯名およびエコー名(赤字 W)、暖気(赤字 W)、冷気(青字 C)を示す) (a)0 時 20 分 (b)1 時 00 分 (c)1 時 30 分 (d)2 時 00 分 (e)2 時 30 分 (f)3 時 00 分「地形データには USGS の GTOPO30 を利用」



第 7 図 2006/7/2 の全国合成レーダーエコー図(6°C/km で高度補正したアメダス気温の等温線(黒線、1°C 間隔)と風、降水帯(赤線)、暖気(赤字 W)、冷気(青字 C)を示す) (a)9 時 00 分 (b)9 時 40 分 (c)10 時 10 分 (d)10 時 50 分「地形データには USGS の GTOPO30 を利用」



第 8 図 局地天気図と全国合成レーダーエコー図(0.5hPa 間隔でひいた海面気圧の等圧線(黒線)を示す)。(a)2004/11/11 23 時 (b)2004/11/12 1 時 (c)2006/7/2 5 時 (d)2006/7/2 9 時

メソ低気圧は解析できない。WPR 高松では、22 時頃から最下層で西風が翌朝まで吹いていた。

第 9 図にアメダス平面図を示す。気温は、紀伊水道から大阪湾南部にかけて相対的に高くそれを取り囲むように周りは低い。特に奈良盆地が冷え込み、大阪平野にむけて冷気が広がっている。

【事例 B】気圧傾度が大きく、大阪湾には紀伊水道から強い南西風が流入する中、5 時、シアーに対応するエコー域の前面の香川県沿岸でメソ低気圧が発生している。WPR 高松では、このメソ低気圧の後面となる 7 時頃から最下層より西風が吹き始めている。このメソ低気圧は瀬戸内海を東進し大阪湾に達する頃から弱まったが、西風と南西風のシアーは健在で大阪平野に東進しシアー上で線状降水帯が発生している。このメソ低気圧は南側に四国山地がある瀬戸内海をぬけた後弱まっていることから、強い下層南西風場時に地形効果により発生したと推測される（第 8 図）。

この低気圧の後面のひうち灘では、豊後水道や紀伊水道から暖気が流入せず、相対的冷気が取り残されており（図略）、この相対的冷気がシアーに流れ込んでいると思われる。

気温は、シアーの前面（奈良北部～三重北部）が相対的に高く、後面（大阪湾）が低い。事例 A とは対照的である。

(2.8) 冷氣層とその役割

アメダスの気温、風、降水量等を用い、冷氣層とその役割について述べる。

【事例 A】第 6 図(a)より、0 時 20 分、冷氣（約 18℃）が奈良県北部から大阪湾に広がり、友ヶ島（高度 43m）と生駒山（高度 626m）は南西風が吹き気温が高く、この間に冷氣層が形成されていると考えられる。高度 468m の針も気温が低いことから冷氣層の厚さは高い所で約 500m と見積もることができる。この冷氣層は線状降水帯 A+B やエコー C の発達する 2 時頃までは維持されているが、線状降水帯の進入により次第に弱まる。

1 時頃から、熊取と堺の間でエコー C が発達し始めるが、エコー C の上空 500m（dual 解析）と生駒山では南西風が流入しており、1500m の南西風と西風の下層シアー（dual 解析）はまだ西に離れている。この発達したエコー C は、下層シアーが接近する 2 時頃までほぼ停滞し、堺では 1～2 時

での 1 時間で約 40 ミリの激しい雨が降り、気温は約 2℃上昇した。エコー C の停滞と激しい降雨は冷氣層の西端の気温傾度の大きい位置でおこっており、大阪湾からの暖湿と冷氣層とがぶつかり、この状態が持続したのではと考えている。

【事例 B】事例 A と同様な構造で冷氣層が奈良盆地～大阪平野に形成されていたが（図略）南西風の暖気が紀伊水道から流入し、線状降水帯発生前に破壊されていた（第 7 図、第 9 図）。

(2.9) DRAW の dual 解析

【事例 A】第 10～12 図に dual 解析で求めた DRAW の解析図を示す。0 時 30 分、南西風が流入している中、淀川河口付近で線状降水帯 B が発生・発達し始めている。1 時 30 分、兵庫県南部沿岸付近から西風がこの線状降水帯 B に流入し、更に発達している。この流入した西風と南西風のシアーが線状降水帯 A+B に対応する。堺市付近では南西風が卓越する中、エコー C が発生・発達している。2 時 00 分、この西風領域は更にエリアを南東に広げ、西風と南西風のシアーは奈良県北部～和泉山脈の北側までのびた。エコー C はこのシアーにより更に発達し、線状降水帯 A+B と連なり線状降水帯 A+B+C となった。2 時 30 分、西風は北側が先行する形で内陸に侵入し、一方、南西風は和泉山脈付近に流入し続け、シアーラインは次第に東西に寝た形となった。2 時から 2 時 30 分頃にかけてエコー C がシアー上を北東進し、その後ろ側にもエコー C が発生し、線状降水帯 A+B+C は最盛期となった。3 時 00 分、西風が奈良県北部から三重県に吹き抜け、和泉山脈の南に流入している南西風も弱まり、線状降水帯 A+B+C は衰弱し始めた（第 10 図）。2 時 05 分の堺市付近の東西断面図（第 11 図）より、シアーの厚さは 2500～3000m あり、下層ほど西よりの風が先行し北西方向に傾いていることがわかる。同時刻での高度 1000m と 2000m の収発散分布図（第 12 図）を比較すると、高度 2000m の収束域の東側に 1000m の収束域があり下層ほど西風が先行していることがわかる。

【事例 B】大阪平野に南西風が流入する中、西風が進入し、大阪府北部から京都府南部ではシアーが明瞭になったが、奈良県北部～大阪中南部ではシアーは不明瞭であった。シアーは不明瞭ながら事例 A と同様に東進し東西に寝た形となった（第

10 図)。9 時 50 分の東西断面図（第 11 図）より、シアアの厚さは薄く、地上が一番明瞭で高度 1000 m 付近から不明瞭となっている。

(2. 10) JMANHM

事例 A について線状降水帯の発生・発達メカニズムを調べるために JMANHM による実験を行った。初期条件の異なる 2 つの実験結果を以下に示す。

① 2004111112UTC を初期時刻とした格子間隔 5km を親モデルとし、15UTC を初期時刻とし格子間隔 2km にネスティングした再現実験

② 気象研究所による 2004111112UTC を初期時刻とした格子間隔 5km を親モデルとし、格子間隔 2km にネスティングした再現実験

NHM2km での 1 時間降水量を第 13 図（①は(a)、②は(b)）に示す。①では和泉山脈付近で発達した線状降水帯（線状降水帯 A+B+C の後半）は大まかに表現できたが、淀川沿いで発達した線状降水帯（線状降水帯 A や B）は表現できなかった。和泉山脈付近で発達した線状降水帯は、最初に 950hPa に収束域がみられ、その後徐々に高度をあげ 850hPa 以上に達している（図略）。950hPa の収束域は高相当温位の南西風（下層 inflow に対応）と低相当温位の西風の水平シアアに対応しており、700hPa は南西風が持続している（第 14 図）。下層 inflow と中層の風がほぼ同じ風向ではあるが、バックビルディング型がシアアの先端（700hPa の風上側）に対流セルを発生させるのに比べ、この事例ではシアアの先端だけでなくその側面でも対流セルが発生しており、バック アンド サイド ビルディング型と考えられる。この水平シアアを実況と比較すると、dual 解析では高度 2000m でも明瞭であったが、モデルでは 950hPa（約 600m）では明瞭だが 850hPa（約 1500m）では一様に西南西風となりシアアは不明瞭であった。

②では淀川沿いで発達した線状降水帯がよく表現できており、和泉山脈付近で発達した線状降水帯は表現できなかった。淀川沿いの線状降水帯は淡路島北西側の地上の収束域が強まり、その後 950、850hPa の収束域が降水域と同じ場所に形成されている（図略）。地上の収束域は高相当温位の南風（下層 inflow に対応）と瀬戸内からの西風の水平シアアであり、700hPa は西南西風が持続して

いる（第 15 図）。地上のシアア上に発生した対流セルは 700hPa の風に流され東北東進、その間も下層 inflow からの暖気を補給しながら発達しており、バック アンド サイド ビルディング型と考えられる。

①、②とも地上では冷氣層の表現は弱く（図略）、冷氣層からの北東～東の風は再現できなかった。

線状降水帯の形成場所が①は和泉山脈、②は淀川沿いと異なる。その要因として紀伊水道から大阪湾へ流入する地上の南風に着目した。第 13 図を見ると (b) (②に対応) では紀伊水道から南風が大阪湾まで北上しており、淡路島北西側で瀬戸内からの西風と収束している。しかし (a) (①に対応) では紀伊水道の南西風が紀伊半島へ流入し、一部大阪湾へ流れ込んだ南西風が湾の奥で陸地にぶつかり収束している。(a) と (b) では初期値が 3 時間ずれているため、東の高気圧の位置が (a) では遠く離れ (b) では近いので、紀伊水道の風向に違いが現れた。

これらの結果から、和歌山/美浜付近の地上の風向が南よりであれば淀川沿いに、南西よりであれば和泉山脈沿いに線状降水帯が形成されていることがわかる。ただし、他の要因も考えられるので、事例を増やし、また実況との比較による検証も今後の課題としたい。

(3) まとめ

事例 A と事例 B との比較を第 2 表にまとめた。

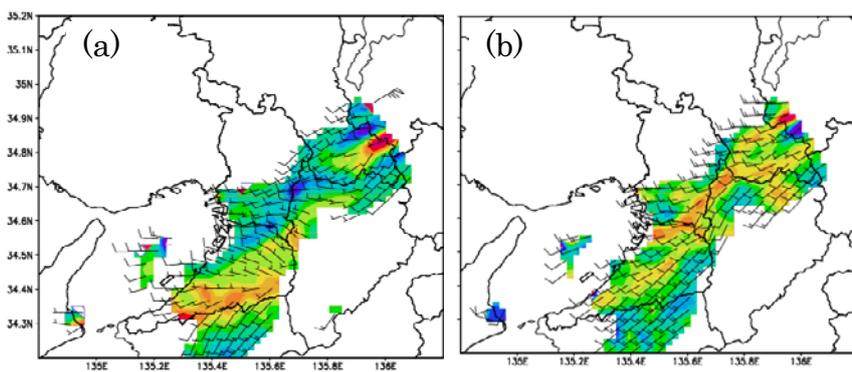
(3. 1) 線状降水帯発生要因について

線状降水帯の発生には西風と南西風のシアアが重要で、紀伊水道から流入する南西風の暖気を持ち上げる「西風」が必要であると思われる。

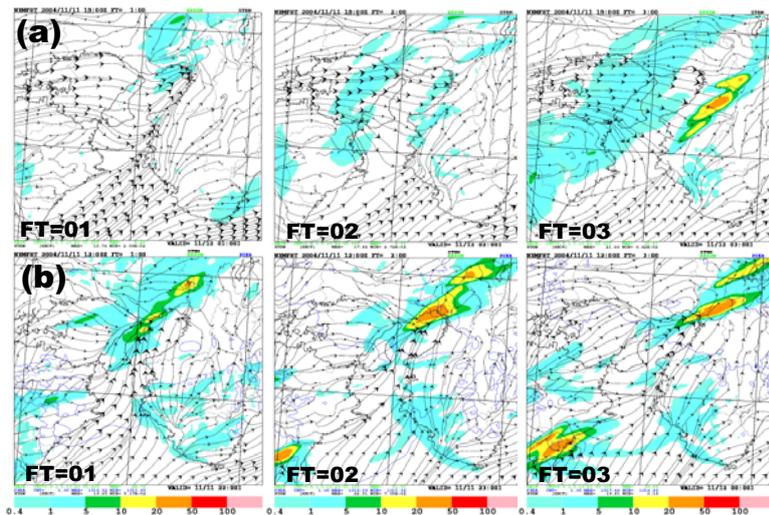
この「西風」の発生要因を以下にまとめる。

事例 B は WPR800m で九州方面からシアアが東進してきている。地上では、下層南西風が強い場の中、香川県沿岸付近にメソ低気圧が発生・東進し、さらに西風が強化されたことが考えられる。

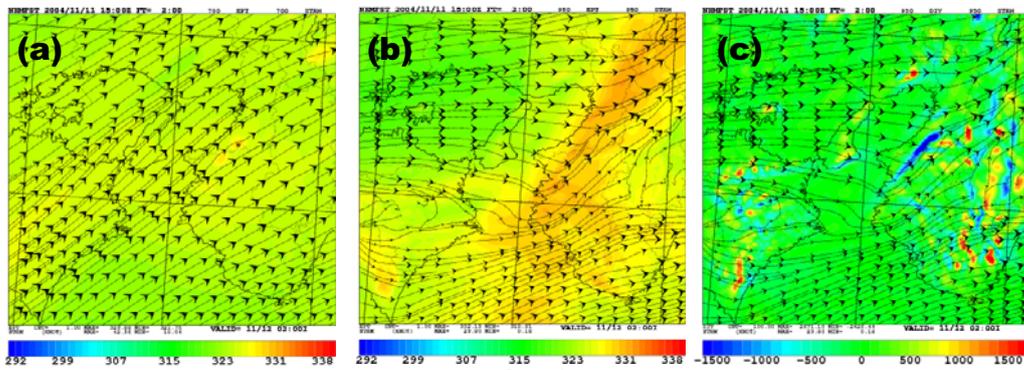
事例 A は下層南西風が弱くメソ低気圧は発生していない。線状降水帯発生前に WPR の高度 800 と 1500m において高松では西風が吹いていたが明瞭なシアアは解析できず、大阪湾に入り dual 解析では明瞭なシアアが解析できたことから、事例 A については西風の発生要因は特定できなかったが、



第12図
2004/11/12の高度1500mのDRAW平面図 (dual解析(大航、関空を使用)の風と収・発散域(単位0.0001/s)を示す)

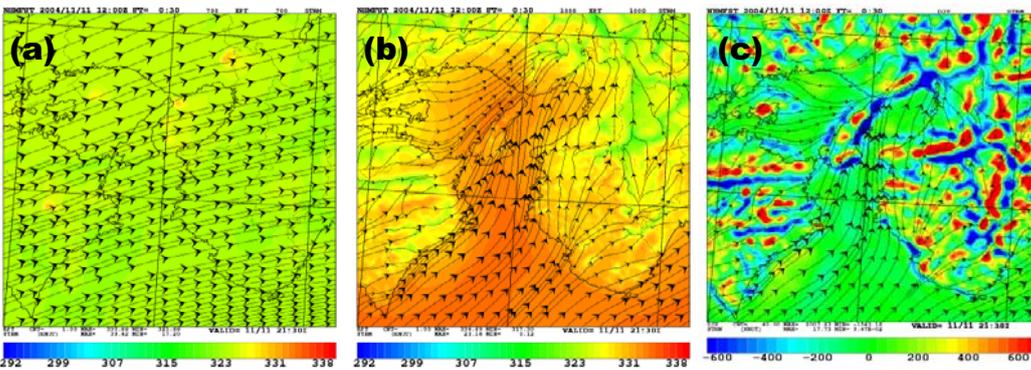


第13図 格子間隔2kmのJMANHMで再現した降水域(1時間降水量)と地上風
(a)200411111500UTC初期値
(b)200411111200UTC初期値(気象研究所)



第14図 格子間隔2kmのJMANHMで再現した①の結果FT=120M相当温位(c)950hPa収・発散

(a)700hPa相当温位(b)950hPa



第15図 格子間隔2kmのJMANHMで再現した②の結果FT=30M相当温位(c)地上の収・発散

(a)700hPa相当温位(b)1000hPa

大阪湾で西風が強化されたことは推測できる。

(3.2) 降水を強化する要因について

降水の強化には2つの要因があった。

① 南西風と西風のシアアの厚さ

警報級の雨が降った事例Aと注意報級の雨が降った事例Bを比較すると、事例Aはシアアの厚さが約2500～3000mあり、下層ほど西よりの風が先行し北西方向に傾いていた。一方、事例Bはシアアの厚さは1000m以下で上記の特徴はなかった。

② 降水セルの移動速度

事例Bでは同じ場所に30分程度しか降っていなかったが、事例Aはエコーの動きが遅く、同じ場所で1時間程度降り続けていた。

③ 冷気層の存在

事例Aでは冷気層が存在し南からの暖湿流とぶつかりあった場所で降水セルが発生・発達していた。

(3.3) 冷気層についての考察

冷気層の役割について、以下のことがわかった。

①線状降水帯の形成

事例Bのように冷気層が破壊されても線状降水帯が形成されていることから、必ずしも線状降水帯の形成に必要ではない。

②降水セルの強化

事例Aでは冷気層の西端の気温傾度の大きい位置でエコーの発生や発達が始まり、動きも遅くなっていることから、線状降水帯BやエコーCが大阪湾や大阪平野で発生・発達するのを促す役目があると思われる。

今後は、冷気層が形成されている事例等を抽出解析し、JMANHMにおいては再現結果の精度を上げて、シアアを形成する西風の発生要因や、冷気層の役割を解明したい。

(謝辞)

関西航空地方気象台および大阪航空測候所の方々にドップラーレーダーデータを提供していただきました。また、ドップラーレーダーデータの dual 解析には気象研究所提供のソフト「Draft」を使用させていただきました。心より感謝いたします。

第2表 事例Aと事例Bとの比較表

	事例A	事例B
総観場	日本海に低気圧 近畿地方は寒冷前線前面の暖域内	
潮岬の高層	850hPa の風 WSW で弱い 安定度は悪い	850hPa の風 WSW で強い 安定度は悪い
強雨の時間帯	未明	昼前
WPR で解析した西と南西のシアア	高松/美浜のシアア 800～1500m まで明瞭 総観場やエコー域との対応悪い 高松では 3000m 以下で西風	高松/美浜のシアア 800m で明瞭 総観場やエコー域との対応良い 高松では 1300m 以下で西風
DRAW で dual 解析した西と南西のシアア	大阪湾では 500～2500m で西風 シアアの厚さは 2500m	500～1000m で西風 シアアの厚さは 1000m
シアアは寒冷前線か?	地上で寒気が流入した形跡がない 850hPa では温度傾度は大きくない 寒冷前線ではないと思われる	地上で寒気が流入した形跡はある WPR で 1300m 以下でしか西風が明瞭ではなく典型的な寒冷前線の構造はみえなかった 寒冷前線ではないと思われる
メソ低気圧の有無	無	有
西風の成因	WPR 高松では明瞭ではなかった西風が DRAW では大阪湾で明瞭な西風が解析でき、大阪湾で西風が強化された	下層の西風は九州地方から東進、その前面では下層南西風が強く瀬戸内海にメソ低気圧が発生し地上ではさらに西風が強化された
冷気層の有無	有(冷気層の西端の温度傾度の大きい場所で降水セルが発達していた)	無
降水セル移動速度	遅い	速い

2.1.3 2008年6月20日の線状降水帯の事例について

坂本 啓、石山 満、小野 善史、鈴木 和男、河野 誠(京都地方気象台)

(要旨)

梅雨前線の暖域内で線状降水帯が発生した2008年6月20日の事例を調査した。短波の谷の通過に対応して、下層では瀬戸内側の西風と紀伊水道からの南西風が大阪付近で合流場を形成しており、淀川沿いに線状降水帯が形成されたタイミングとよく合致していることが分かった。気象庁非静力学モデル(以下、JMANHM)による実験では、京都府南部での線状降水帯の再現は出来なかったが、アンサンブル予報では一部で再現することができた。

市で56mmを観測し、解析雨量では八幡市付近で75mmを観測した。京都府の雨量も加えた時間別の雨量を第1表に、解析雨量を第2図に示す。アメダスの日雨量の分布(第3図)では短時間強雨の地域が不明瞭だが、解析雨量に見られるように23時までの3時間程の間に、限られた範囲に帯状の強雨域が形成されていた。

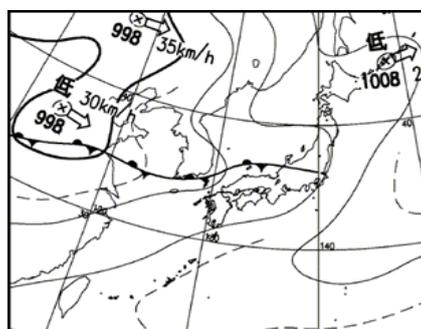
(1) はじめに

線状降水帯は豪雨や強雨を伴うことが多く、しばしば災害が発生するため、要因や構造の解明が重要な課題となっている。この事例でも、宇治市では、床上浸水等の家屋被害が発生した。

(2) 現象の概要

西日本の日本海沿岸には梅雨前線が停滞し、前線に向かって下層には暖湿気が流れ込み、上空には寒気が流れ込んで、大気の状態が非常に不安定となっていた。第1図に地上天気図を示す。20時過ぎから、淀川沿いに線状降水帯が形成され、京都府の雨量では22時までの1時間に八幡市で72mm、宇治

(3) 総観場

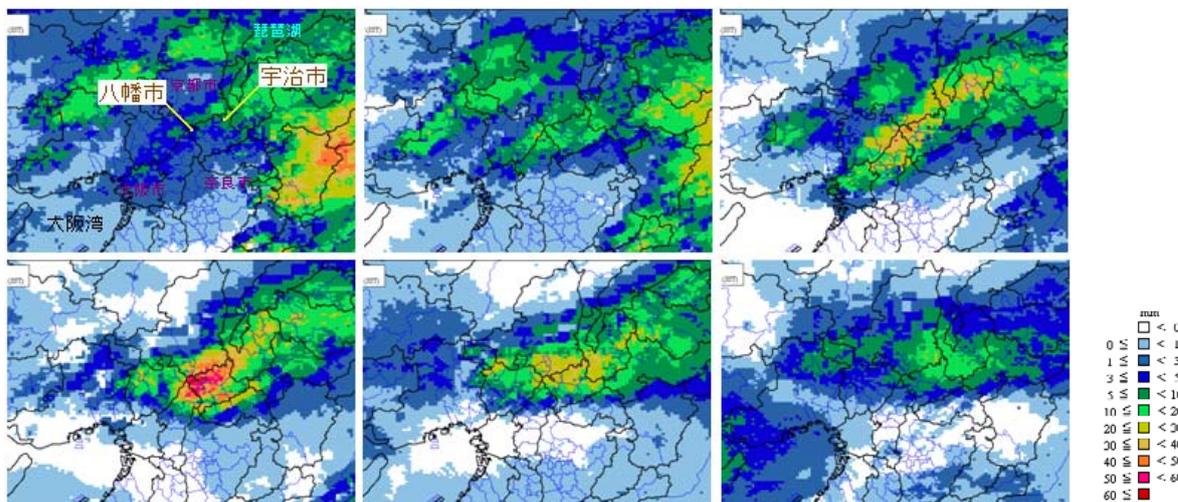


第1図 地上天気図(6月20日21時)

第1表 時間別の雨量(6月20日)

地点名	住所	17時	18	19	20	21	22	23	24	任意1h	日雨量
八幡	(府) 八幡市八幡東島	1	14	4	17	38	72	18	9	79	174
宇治	(府) 宇治市宇治若森	0	12	4	7	5	56	30	6	57	130
京田辺	(気) 京田辺市興戸	5	6	2	5	4.5	33	2.5	2.5	34.5	99.5
田辺	(府) 京田辺市田辺明田	5	3	2	4	2	29	2	2	29	92
長岡京	(気) 長岡京市天神	0	3.5	2	8	5.5	25	31	6	31	86
笠取	(府) 宇治市西笠取石原	1	12	13	9	20	23	23	13	33	122
荒木	(府) 宇治市原町	1	3	2	3	1	17	6	5	17	63
勤修寺	(府) 京都市山科区	0	4	8	13	25	26	20	26	30	104
京都	(気) 京都市中京区西ノ京	0	1	1.5	1	4	1.5	4.5	6	9.5	34.5

* 地点名で(府)は京都府の雨量計、(気)は気象庁のアメダス

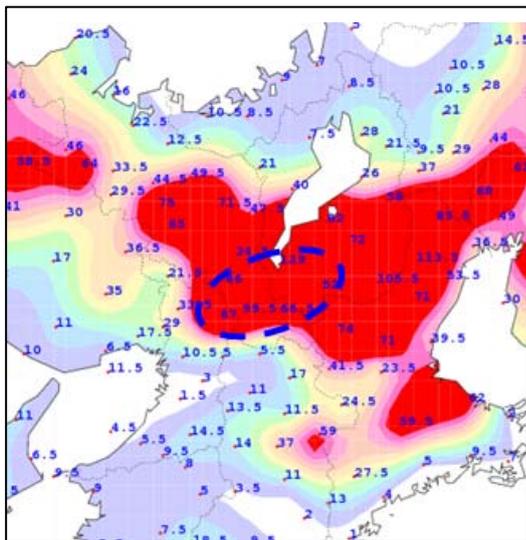


第2図 解析雨量(6月20日, 1 km 格子, 正時値)

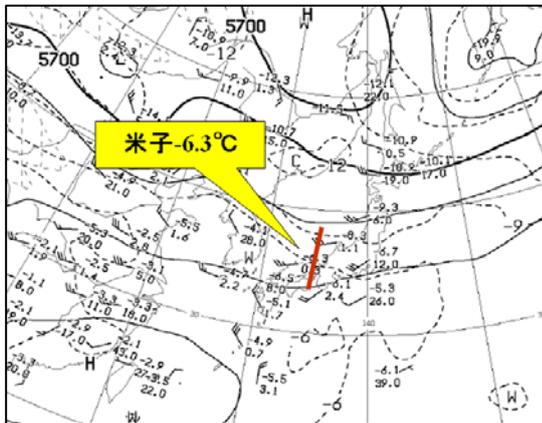
(3.1) 高層実況図

20日21時には、500hPaで短波の谷が近畿付近を通過しており(第4図)、ウィンドプロファイラ(以下、WPR)の3000m(第5図)や水蒸気画像(第6図)でも、谷の通過が確認できる。850hPaでは、西回りで暖湿気が流れ込んでいる様子が分かる(第7図)。

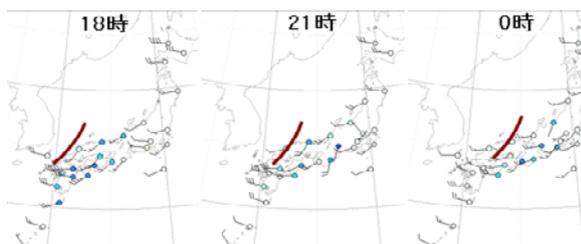
(3.2) ウィンドプロファイラ(WPR)の下層風



第3図 アメダス日雨量(6月20日)



第4図 500hPa 高層天気図(6月20日21時)



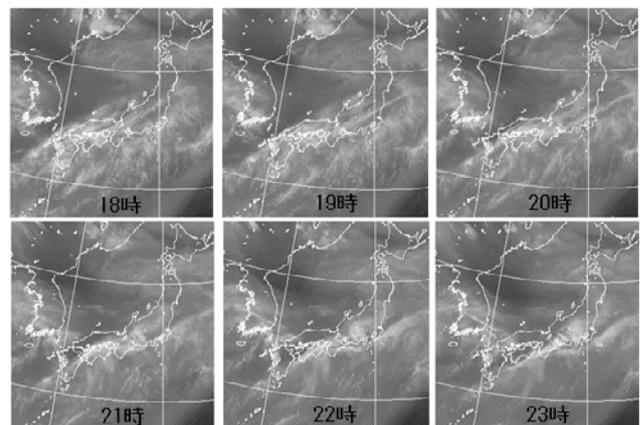
第5図 WPR3000m 平面図(6月20日)

第8図に、高松と和歌山/美浜の2地点のWPRの時系列を示す。下層風がそろっている所には矢印を入れてある。20時30分頃から、高松の下層風が西風が変わっており、これは淀川沿いに線状降水帯が形成され始めた時間と合致している。瀬戸内側の西風と紀伊水道からの南西風との合流場となっていると考えられ、23時以降は和歌山/美浜の下層風が西寄りに変わり、強雨の終息は下層の合流場の解消と概ね合っていた。

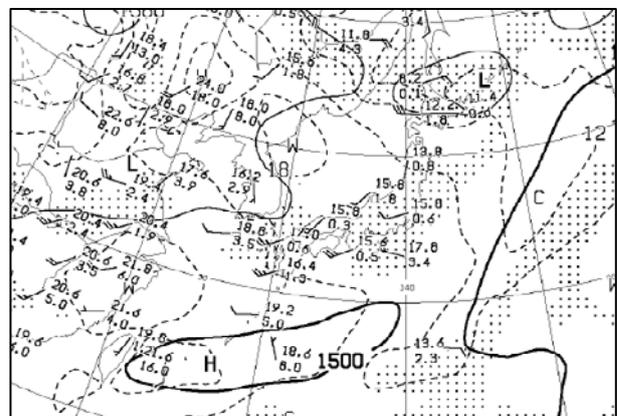
(3.3) 冷氣層の存在について

第9図に局地天気図を示す。メソじょう乱の発生は確認できない。滋賀県付近が弱いながら高圧部となっており、アメダスの平面図からは京都府南部までは薄い冷氣層が形成されていた可能性がある(第10図)。

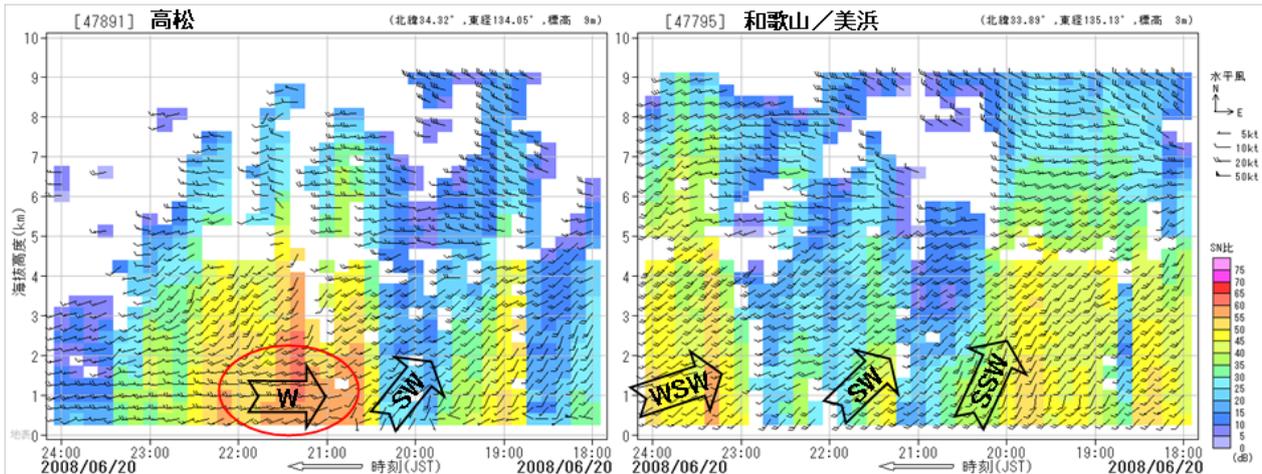
航空機自動観測データ(以下、ACARS)を使って淀川付近の下層風と温度場を解析してみる(第11



第6図 水蒸気画像(6月20日)



第7図 850hPa 高層天気図(6月20日21時)



第 8 図 WPR 2 地点の代表的な風の変化 (6 月 20 日 18~24 時)

図)。温度の逆転や地表近くの北東風は解析できない。

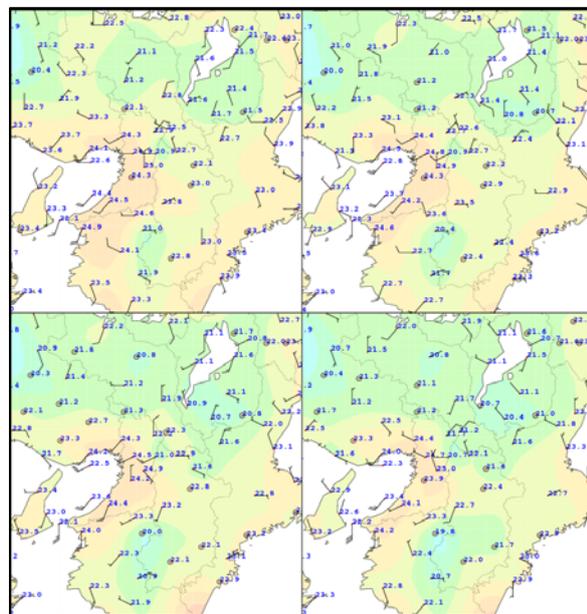
なお、本調査では日本航空、全日本空輸から提供いただいた ACARS を利用している。淀川沿いに発生する線状降水帯の形成構造等の解明は、航空機の安全な離発着にも貢献できると考える。

(3.4) 強雨域の追跡

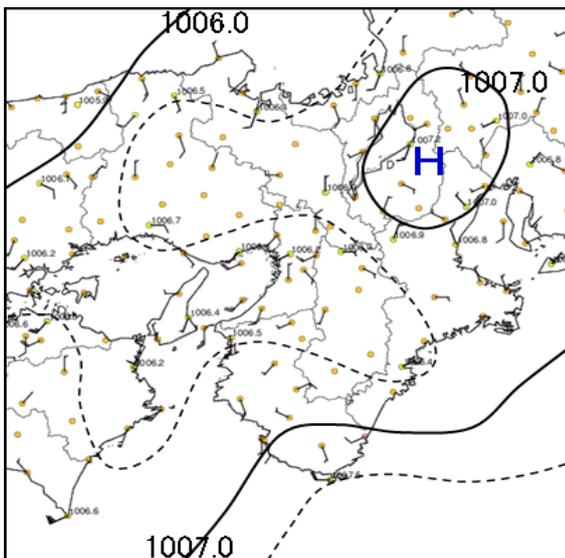
第 12 図に、10 分毎のレーダー画像を示す。特徴的な強雨域を追跡してみると、八幡市付近で短時間強雨をもたらせたものは、東北東へ約 43km/h で移動していた。

(4) JMANHM による再現実験

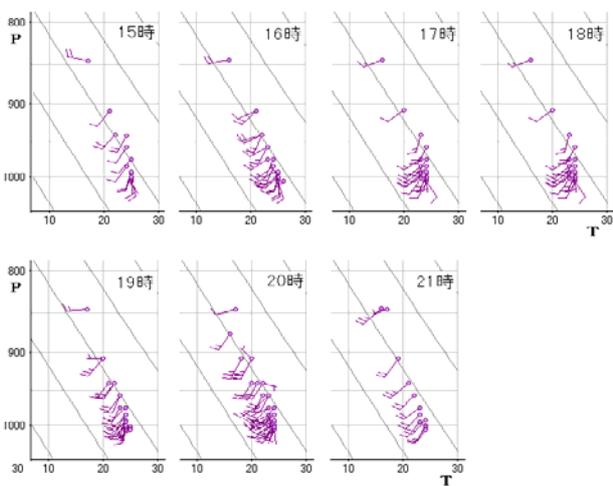
JMANHM によるモデル実験では、実況の様な線



第 10 図 アメダス平面図(6 月 20 日)



第 9 図 局地天気図(6 月 20 日 21 時)



第 11 図 ACARS を用いた淀川沿いの下層解析(6 月 20 日)

状降水帯は形成されていないが、領域を広げて実験することにより、初期値によっては下層（925や850hPa）が近畿中部で収束し、強雨域を予想している場合もあった。第13図に、20日03UTC初期値の計算結果を示す。時間や場所については、実況との違いも大きく、今後もDVD-NHMを使ったモデル実験を続けていく必要がある。強雨域の表現があまり出来ていない初期値では、下層で紀伊水道からの南分の入りが不十分だったり、瀬戸内側の西風が予想されていない等の特徴が見られた。

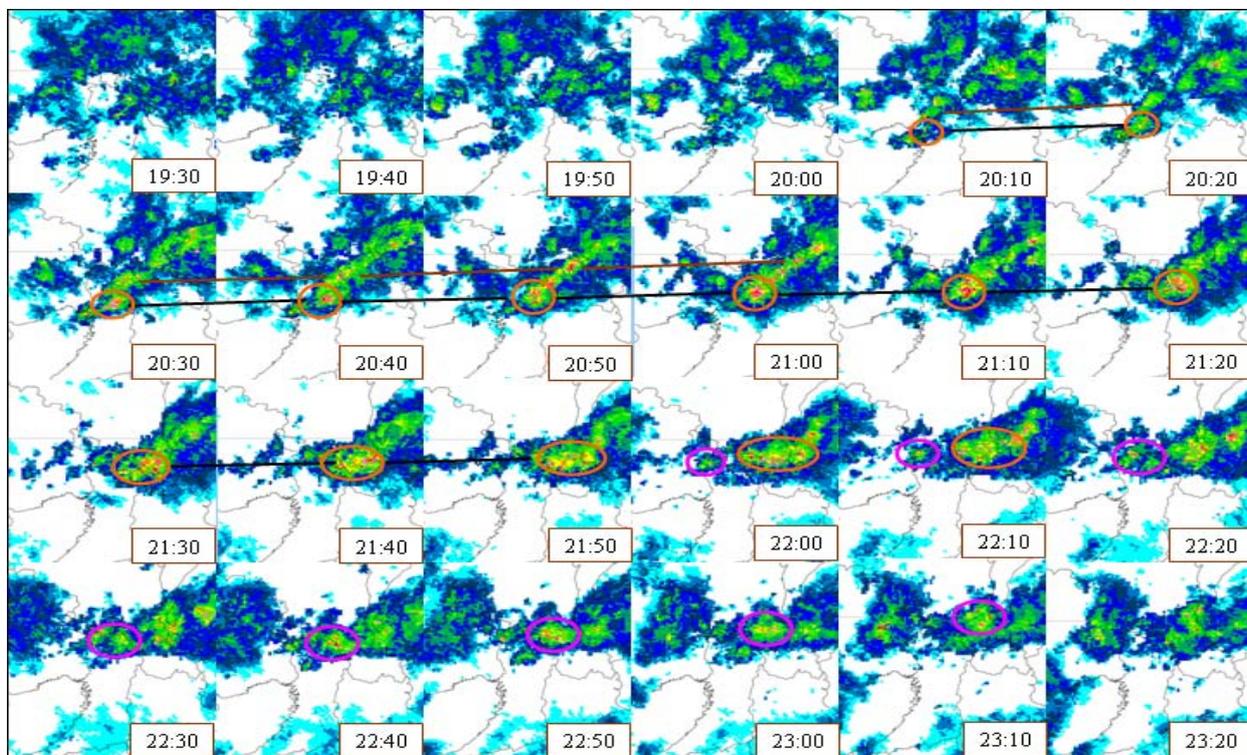
(5) アンサンブル予報

気象研究所によるアンサンブル予報の実験では、

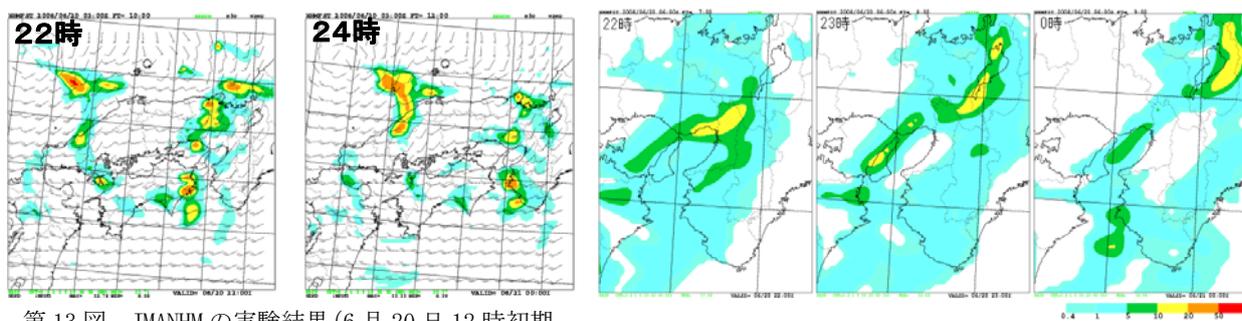
ごく一部であるが、淀川沿いの線状降水帯が予想されているメンバーが見られた。5kmメッシュで最も再現性の高かった#002メンバーの地上降水分布を第14図に、下層風を第15図に、断面図を第16図に示す。1000mより下層で瀬戸内側からの西風と紀伊水道からの南南西風が合流場を形成し、暖気が大阪湾から淀川沿いに流入していることが確認できる。

(6) まとめ

梅雨前線の暖域内で、淀川沿いに線状降水帯が形成され、1時間に70ミリを超える短時間強雨となった。短波の谷の通過に対応して、下層では瀬



第12図 特徴的な強雨域の追跡（6月20日、レーダー画像10分毎）



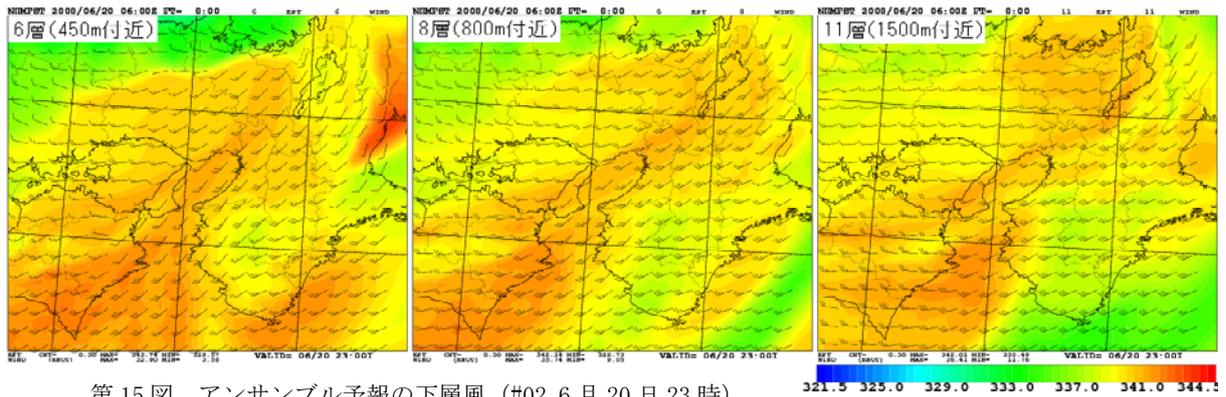
第13図 JMANHMの実験結果(6月20日12時初期値) (1時間降水量+850hPa風)

第14図 アンサンブル予報の地上予想(線状降水帯の予想できていたメンバー#002, 降水60分積算)

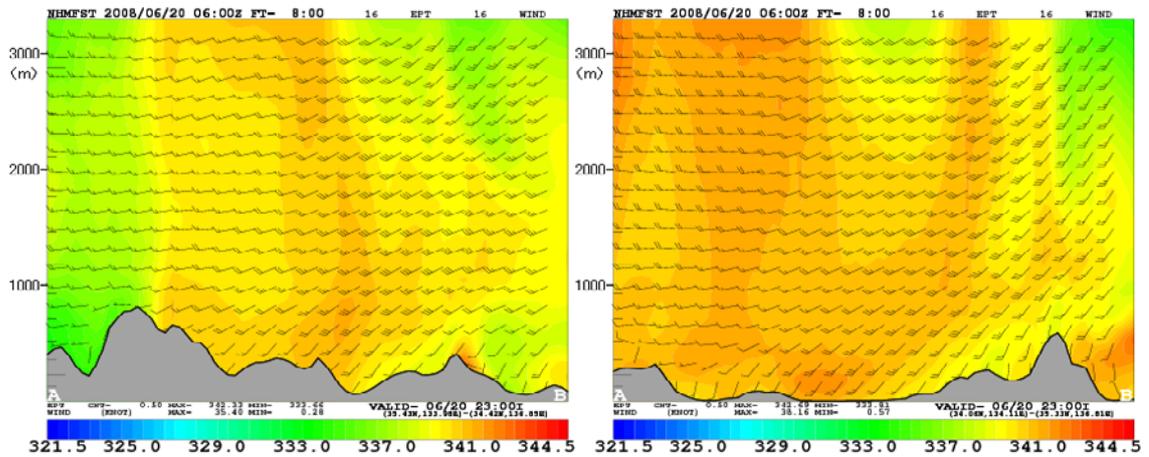
戸内側の西風と紀伊水道からの南西風との合流場が形成された。そのタイミングで線状降水帯が形成され、短時間強雨の終息も合流場の解消と概ね合っていた。なお、メソ擾乱は解析されず、冷氣層については明瞭なもの確認できなかった。

モデル実験については、JMANHM ではうまく再現ができなかったが、アンサンブル予報では淀川沿

いの線状降水帯を予想できているメンバーが見られた。JMANHM で下層の合流場がある度予想できている初期値では、実況との差は大きいが近畿中部での強雨を予想している場合もあり、短波の谷の通過するタイミングで下層の合流場が形成されるかどうか重要と考える。



第15図 アンサンブル予報の下層風 (#02 6月20日23時)



第16図 アンサンブル予報の下層断面図 (#02 6月20日23時)

2.1.4 近畿地方中部の線状降水帯のまとめ

瀬川 知則、朝原 信長、岩本 久雄、飯田 早苗、濱崎 博史、牧田 広道、鎌倉 和夫(大阪管区気象台)

近畿地方中部の線状降水帯について、大阪管区気象台、京都地方気象台、奈良地方気象台の3官署で調査を行った。

解析事例日は、大阪は2004年5月13日、京都は2008年6月20日、奈良は2004年11月12日と2006年7月2日である。

a. 線状降水帯の様相についての共通する特徴

エコーの発達・衰弱の状況を見ると、九州方面から東進してきたエコー群が、大阪平野で局所的に急速に発達した。大阪平野で発達した線状エコーは、大阪平野を通過すると急速に弱まり始めた。また、エコーの走向は北東から南西方向に伸びていたことがそれぞれ共通していた。

b. 各事例に共通する発生原因

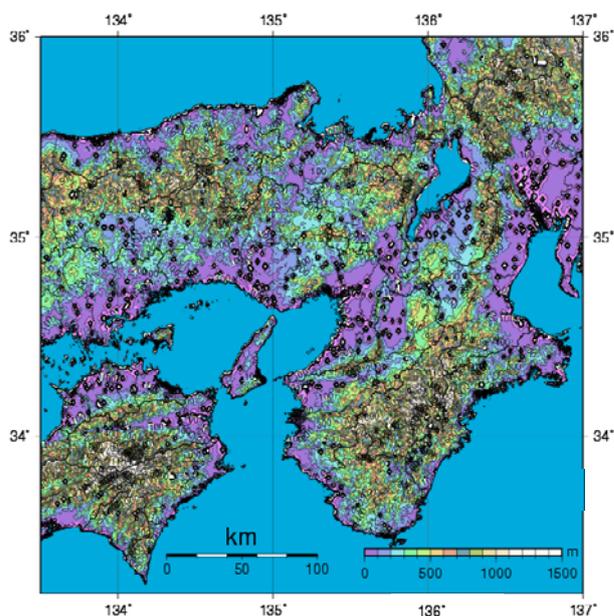
地上天気図で見ると、日本海の寒冷前線の南側や日本海沿岸部に停滞する梅雨前線の南側での現象となっており、近畿地方中部には明瞭な擾乱等は解析されず、暖域内の局地的な要因(地上付近の冷氣層)が当初は着目されたが、JMANHMの計算結果からは地上付近の冷氣層の影響は小さかった。

大阪の事例では、東進する傾圧帯の顕在化、奈良、京都の事例では、大阪湾付近での西風と南西風のシアの形成が線状の降水帯の形成の要因としている。東進してくる傾圧帯やシアが、大阪湾付近に達すると紀伊水道から直接流れ込む暖湿気により顕在化する。この傾圧帯やシアに沿って暖湿気は持ち上げられ凝結し、線状の降水分布となる。また、内陸部まで広がる要因としては、第1図の地形図(標高図)をみると大阪平野から淀川に沿って琵琶湖に北東に連なる標高の低い地域があり、大阪湾からの南西風の暖湿気が流入しやすい地形となっている。このような形状の地形の影響が大きいと考える。

c. 各事例に共通する予測可能性(移動、雨量)

500hPa面の状況をみるとメインのトラフとは別に、近畿地方を短波のトラフが通過している。地上付近では不明瞭ではあるが、ウィンドプロファイラ等で確認すると下層、中層にシアがみられる。今調査の結果から着目点としては、以下の点が挙げられる。

- ① 総観場では、500hPaの短波のトラフの存在。
- ② 実況監視では、大阪湾での西風と南西風のシアの存在。
(高松ウィンドプロファイラでの監視)。
- ③ 紀伊水道からの暖湿気の流入の強まり。
(美浜ウィンドプロファイラ、室戸岬や友が島の風向、風速の変化の監視)
- ④ GPS可降水量の増加。



第1図 近畿付近の地形図(標高図)
国土数値情報を基に作成

2.2 日本海側から南下する線状降水帯

2.2.1 2007年3月31日の線状降水帯について

堀川 和久、濱田 卓二、足立 誠、佐々木 啓壮(松江地方気象台)

(要旨)

2007年3月31日に日本海から中国地方を南下した寒冷前線に現れた線状降水帯について、気象庁非静力学モデル(以下、「JMANHM」という)による再現実験を行い解析した。日本海海上から陸上に降水帯が掛かるまでの再現はよくないものの陸上での再現はよく、解析した結果、「バック アンド サイド ビルディング型」に類似した構造を持つ降水メカニズムであることが分かった。また、感度実験から、地形により降水が強化された、可能性があることも分かった。

(1) はじめに

2007年3月31日(以下、断らない限り JST)に日本海の低気圧からのびる寒冷前線の南下に伴い、山陰沖西部にテーパリングクラウドが発生し、発達しながら島根県を通過した。17時から20時の間に、東部を中心に1時間40ミリ以上の激しい雨を観測した。この島根県を南下した線状降水帯(以下、「降水帯」という)の降水メカニズムについて調べるため、JMANHMによる再現実験を行ったので報告する。

(2) 再現実験の概要

JMANHMによる計算は、初期時刻3月30日12UTC、格子間隔5km・格子数201×201で行い、この結果の3月30日18UTCを親モデルとして格子間隔2km・格子数161×161を実行した。10分ごとの計算結果について、モデル面2層目(20m)および7層目(約500m)の水平風ベクトル・相当温位および、P面925、850、700、500の相当温位(以下、「 θ_e 」という)と水平風ベクトルを可視化した。レーダーエコーと比較すると、降水帯の位置や個々の強雨域に関しては、高 θ_e の対応がよかった。

(3) 計算結果

(3.1) レーダー画像との比較

第1図に31日18時から20時の、2層目と7層目の結果およびレーダーエコーを示す。

2層目では山口県から北東へ陸上に沿うように高 θ_e が流入しその先端で西風と南西風が収束し、これに対応しているとみられる線状のエコーが東西にのびている。19時までは、若干南下しているものの、ほぼ同じようなところに高 θ_e が流入し風の収束域に対応してエコーがある。19時以降は、高 θ_e の流入が東進をはじめ、風の収束も不明瞭ななり、これに伴い対応していたエコーも衰弱する。

7層目では、陸上と海上それぞれ北東方向へ高 θ_e が流入しており、前線の本体と思われる海上の降水域との対応がよい。19時までは、陸上の高 θ_e は、2層目とほぼ同様だが、19時以降は、海上から東進してきたものと一体しそのまま東進している。

(3.2) 断面

第2図に18時及び20時(前線が南下したことからA-Bのみ)の断面図を示す。

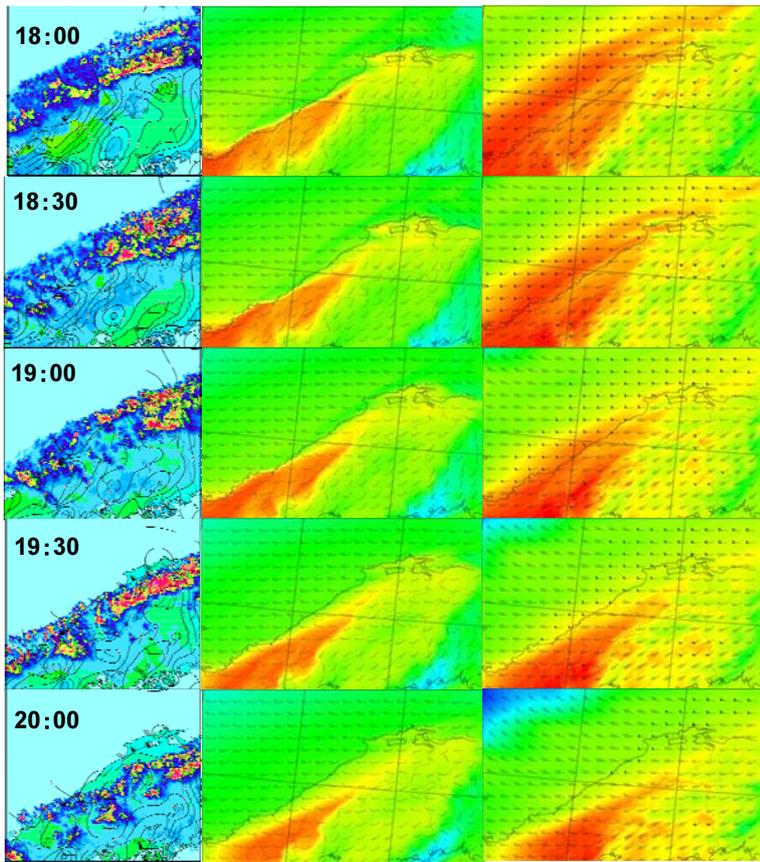
約1000m以上に高 θ_e の層があり、18時では下降流に伴い県内の地上付近まで高 θ_e の気塊が降りている。

また北東進しながら高度を上げている。第3図の流跡線図でも北東進しながら一度高度を下げたあと上昇している。20時は、県西部では広島県側に高 θ_e の気塊が降りている。

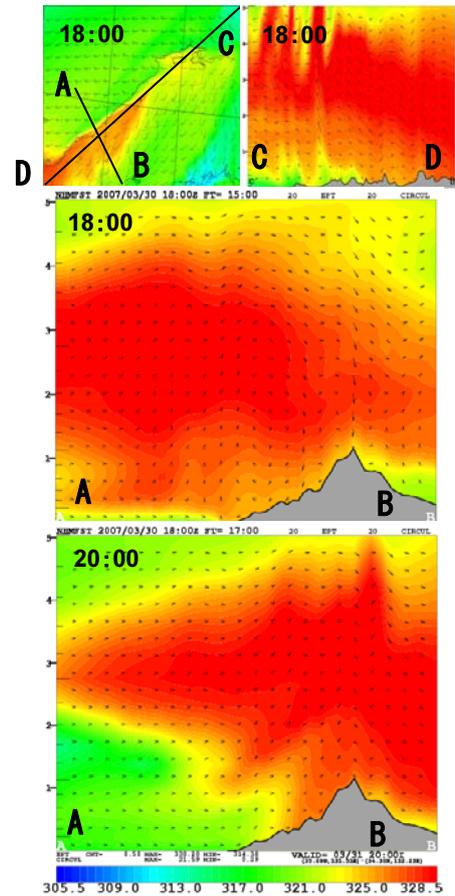
(3.3) 流跡線図

第3図の流跡線図は、17時から20時までの流跡線に10分毎にポイント表示させた。

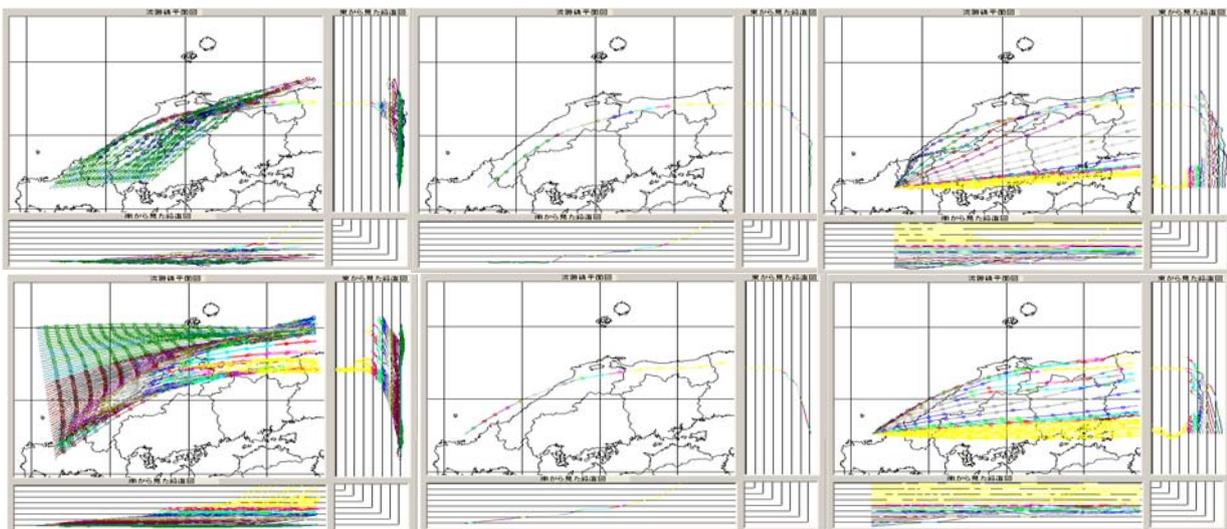
沿岸から離れるにしたがい北東進から東進へ変わっていく。また沿岸に近いもので、約2000mより下層では、北東進後県東部に近づくにつれ東よりに進路を変えると共に上昇している。陸上の沿岸に近いものもほぼ同様で、上昇する場所は、エコーの発達し



第1図 JMANHMによる、31日18時から20時までの計算結果(30分毎)とレーダーエコーとの比較。中列:2層目の相当温位と水平風ベクトル、右列:7層目の相当温位と水平風ベクトル。



第2図 JMANHMによる、上段左の実線A-B、C-Dの断面図。表示要素は、相当温位と鉛直循環ベクトル。



第3図 17時から20時までの流跡線図

た場所にほぼ対応している。

(3.4) 感度実験

中国山地の高さを半分にしたとき、およびほとんど無くしたときの1時間降水量、モデル面2、7層目の水平風ベクトル・相当温位の可視化を試みた。

第4図は、1時間降水量を18時から20時までを示す。18時、18時30分の降水はデフォルトより弱く表現されているが、その時間以外の降水表現や全体の動き、降水域はあまり違いがなかった。

第5図に2層目の水平風ベクトル・相当温位、第6図に7層目の水平風ベクトル・相当温位をしめす。山口県から北東へ陸上に沿う高 θ_e は順調に東進し、風の収束付近の風速がデフォルトより弱く表現された。特に7層目の18時から19時までが顕著となった。

(4) 考察

計算結果および実況の解析から、降水メカニズムを考察する。

31日18時ごろ、寒冷前線の南下に伴って、海上にある降水エコーが弱まりながら県東部へ移動してきたが、山口県からの陸上付近の南西風と前線前面の西南西～西の収束域に対応して東西の線状エコーが形成された。このエコーは急速に発達したあと中層の西風に流されて衰弱した。

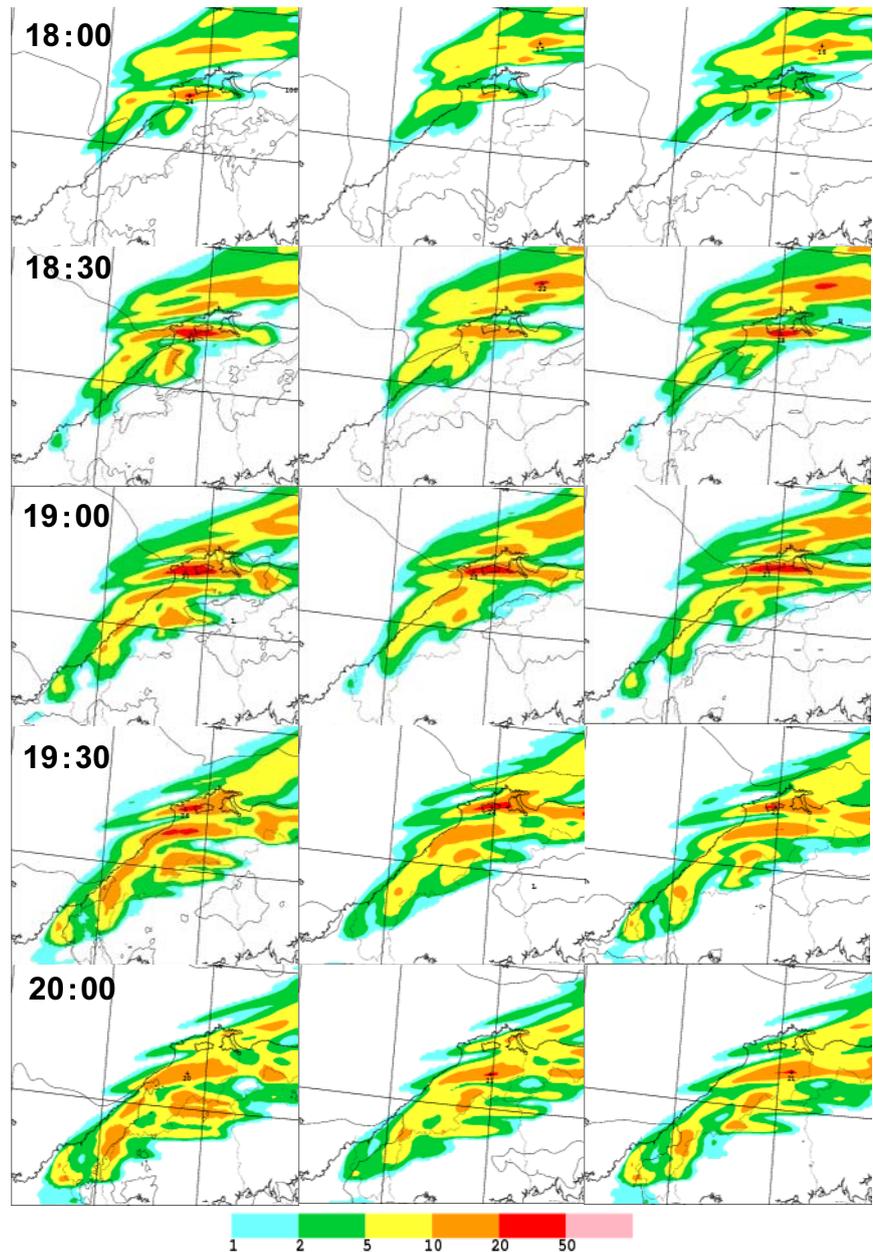
この前線前面で発生発達したエコーは中層風とは直交はせずやや斜めながらも、陸上を流れてきた下層の暖湿気による地上の収束域で対流セルが、発生発達していることから、瀬古(2001)が示した「バ

ック アンド サイドビルディング型」に類似した構造を持つ降水メカニズムであると思われる。

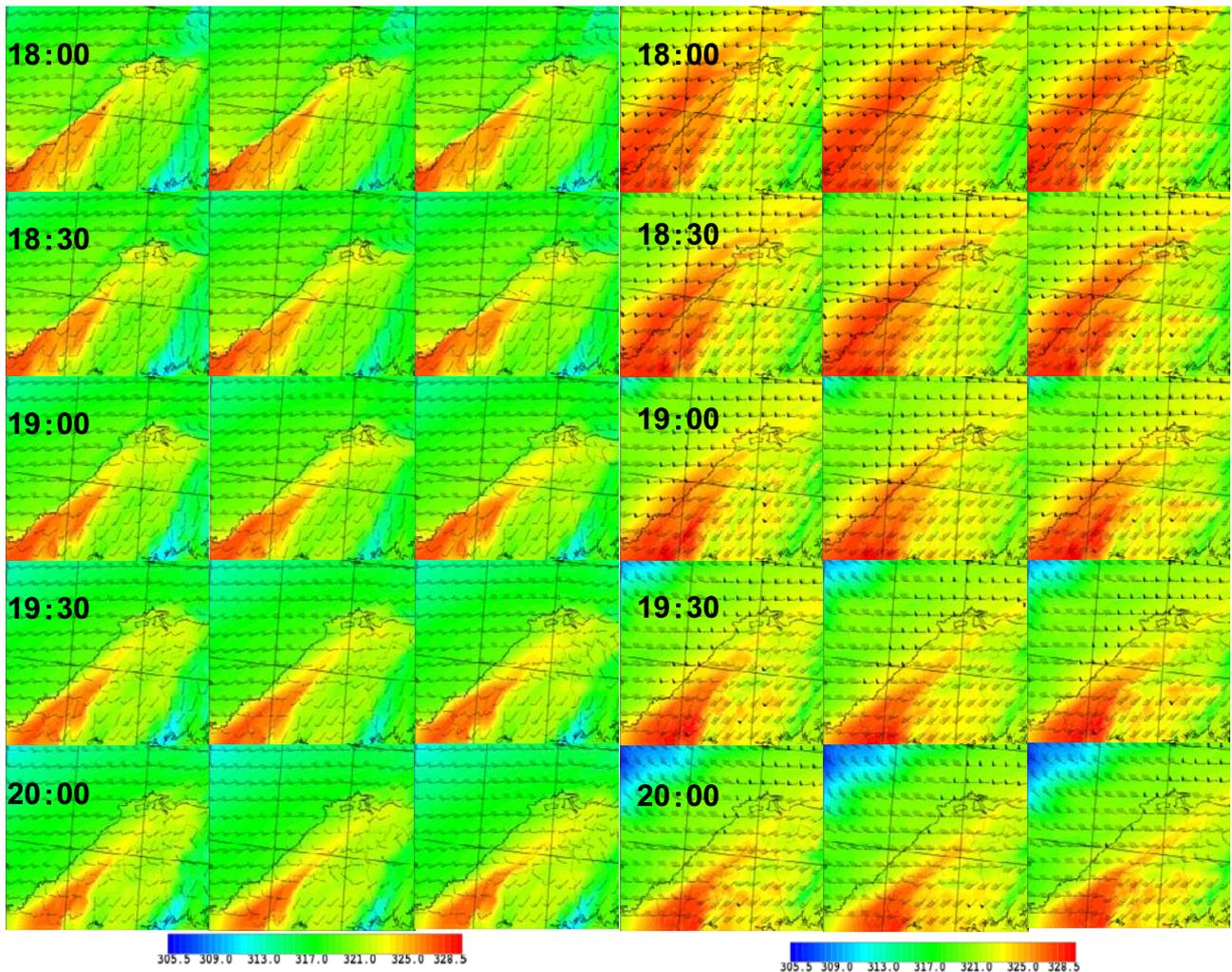
また、感度実験から地形による下層風の強化が、降水強化の要因のひとつと思われる。

(参考文献)

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, 136pp.



第4図 JMANHMによる、1時間降水量の地形の違いによる比較。左列：地形デフォルト 中列：山地の高さを半分 右列：山地の高さほとんど無し



第5図 JMANHMによる、2層目の相当温位と水平風ベクトルの地形の違いによる比較。左列：地形デフォルト 中列：山地の高さを半分 右列：山地の高さほとんど無し

第6図 JMANHMによる、7層目の相当温位と水平風ベクトルの地形の違いによる比較。左列：地形デフォルト 中列：山地の高さを半分 右列：山地の高さほとんど無し。

2.2.2 2007年3月31日の前線南下に伴う線状降水帯の構造

今野 暁、小山 芳太、金森 恒雄(神戸海洋気象台)

堀川 和久、足立 誠(松江地方気象台)、瀬古 弘(気象研究所)

(1) はじめに

神戸海洋気象台では線状に形成される降水帯の形成や維持機構について調査を行っている。今回は、日本海にある低気圧からのびる寒冷前線が西日本を通過し、短時間強雨や落雷の被害が発生した2007年3月31日の事例について、観測データと気象庁非静力学モデル(以下 JMANHM)での解析を基にした、气流構造の調査結果を報告する。

(2) 総観スケールの特徴

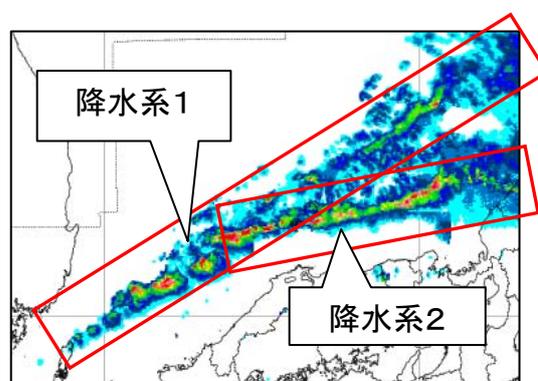
第1図に2007年3月31日の15時から21時までの地上天気図を示す。南東進する低気圧Aが中国東北部にあり、この低気圧に対し左回りで回転するように東進する低気圧Bが日本海にある。この低気圧Bからのびる寒冷前線が18時頃から島根県にかかり始め、21時には山陽まで南下した。太平洋上には高気圧があり、西日本は寒冷前線の南西側では暖湿気が流入している。

(3) 観測データの特徴

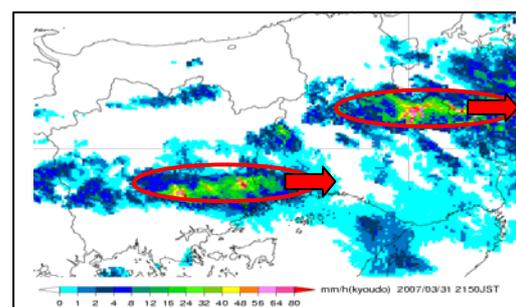
第2図に15時40分のレーダー画像を示す。エコーの強い領域が大きく分けて二本(降水系1、降水系2)観測され、東北東に広がるテーパリング状の雲域が島根県にかかり始め、これがゆっくりと南下した。この雨により島根県では17時

から20時の間に、東部を中心に1時間40ミリ以上の激しい雨を観測した。

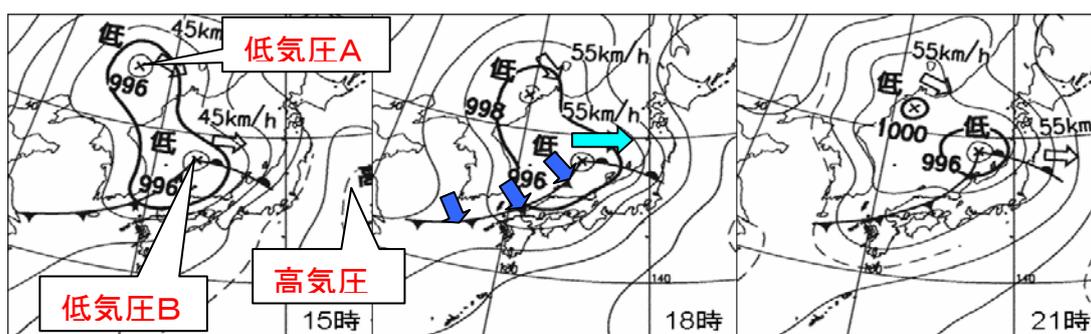
第3図に兵庫県付近の21時50分のレーダー画像を示す。東西にのびる線状の降水帯が兵庫県南部を東進し、多い所で1時間34ミリの激しい雨が観測され、また雷雲の通過に伴って95万件もの



第2図 31日15時40分の日本海のレーダー画像



第3図 21時50分の兵庫付近のレーダー画像



第1図 31日15時、18時、21時の地上天気図

停電が報告されている。

第4図に対馬市厳原のウィンドプロファイラの観測データを示す。地上付近の風向の変化から、寒冷前線は16時30分頃に通過している。また、前線後方には乾燥域の存在を示唆している。

第5図にアメダスで観測された前1時間の気温変化の分布と風向・風速の図を示す。積乱雲からの降水により地表付近の気温が下がり、それまでほぼ一様に南西風が吹いていた地点で北よりの風向成分を観測している。これは、対流雲からの冷氣外出流によるものと思われる。この冷氣外出流と紀伊水道から流入する湿った南風、及び海岸線の地形効果により、23時前後に兵庫県南部を通過する降水エコーは、南側に移動し、直線には東進していなかったものと考えられる。

第6図に潮岬の21時の高層観測のエマグラムを示す。自由対流高度は約1500メートルであり、紀伊水道から流入する下層の気塊は温かく湿っており、中層よりも相当温位が高く、対流不安定な成層状態となっている。

(4) JMANHM による数値実験

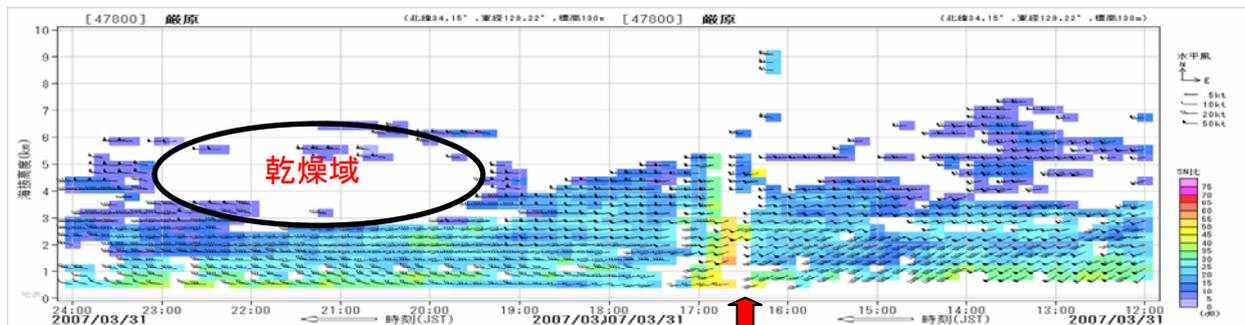
今回行った数値実験では、①西日本を覆ったテーパリングクラウドの全体像と、②その衰弱期に組織化し兵庫県で局地的に発達し東進した雷雲、この二つのスケールの違う現象が比較的良く再現されていたので、その気流構造を解析した。

(4.1) 西日本での広域現象

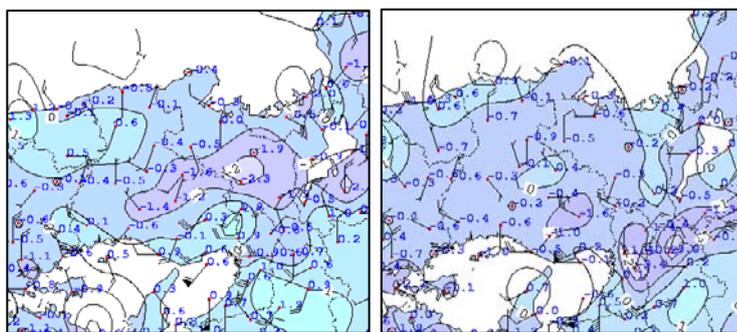
まず、格子間隔 5km、格子数 201x201 の結果を使い、島根県を含む西日本広域の気流構造を調査した。

第7図に21時の実況とNHMの計算結果の比較及び衛星赤外面像を示す。この時間はすでに広域のテーパリングは最盛期を過ぎていたが、広域での降水はよく再現されている。

第8図に21時の各層の相当温位を示す。日本海に北東から南西にのびる寒冷前線に対応すると思われるシアが解析され、その北側に低相当温位域（寒気側）が、南側には、南西風により九州付近から高相当温位（暖気側）の気塊が流入しているのが分かる。各層の風向に注目すれば、下層は寒



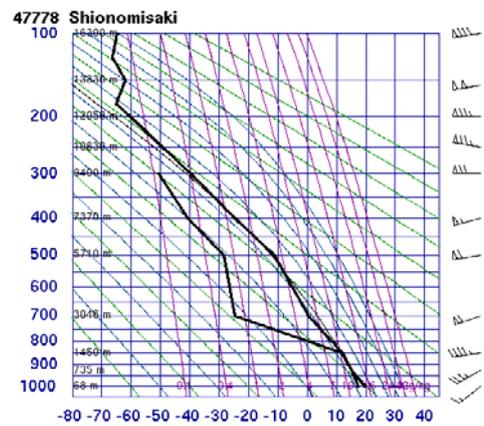
第4図 31日12時～24時ウィンドプロファイラ（厳原）



(a) 22時まで

(b) 23時まで

第5図 前1時間気温変化



第6図 潮岬21時のエマグラム

気側で北西、暖気側で南西、中層以上は西南西から西となっている。また、500hPa 面では積乱雲の列が周りより相当温位が高く表現されている。

第9図に相当温位断面図を示す。前線付近で収束しこれがトリガーとなって積乱雲が発生し、南からの高相当温位の気塊の流入が継続し、積乱雲となって東へ流れている。

第10図に流跡線解析を示す。第10図(a)は20時、9000mの高度にあった気塊がどこから来たのかを示している。ほぼ一様に西風であるが、少数のトレーサーが九州の北側を回りこんで、山地で積乱雲に対応して発達しているのが分かる。第10図(b)はほぼ同時刻の下層の収束を表している。

(4.2) 兵庫県での狭域現象

次に、格子間隔2km、格子数102x102、(親モデル5km)を使い、兵庫県付近の気流構造を調査した。

第11図にJMANHMで表現された兵庫県付近の21

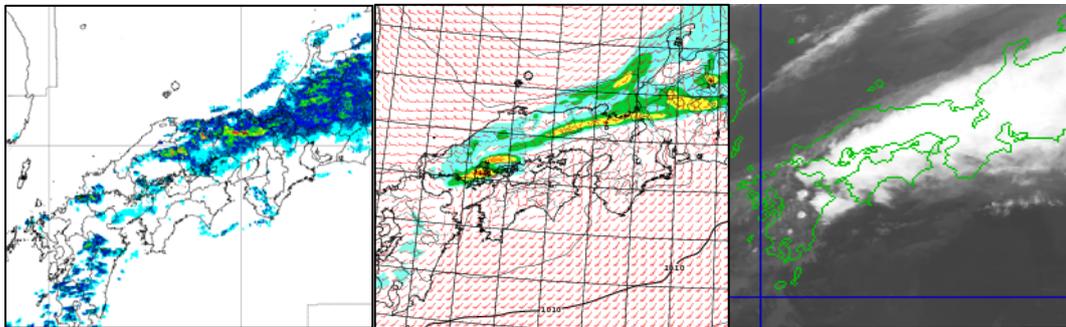
時50分までの1時間降水量を示す。発生場所、時間帯のずれはあるが、レーダー観測の降水域とも比較的対応が良いので、これに着目する。

第12図はJMANHMで再現された降水帯に流入する気流構造を調べるために行なった流跡線解析の図である。下層は南西の瀬戸内海や南の紀伊水道から流入しており、上の層になるほど西から流入している。

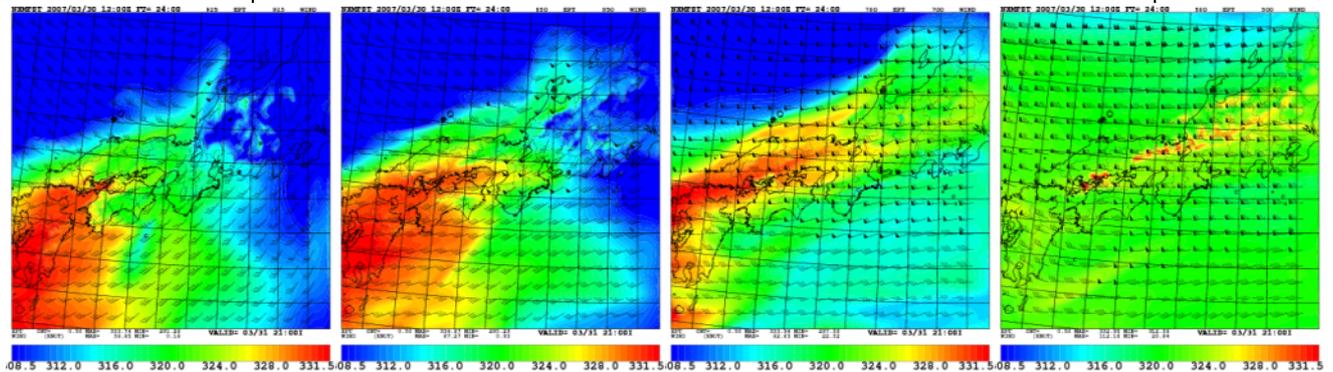
(5) まとめ

西日本での広域の現象としては、下層収束線(前線)をトリガーとして対流雲が発生し、発達しながら東北東方向に流されることにより線状の降水帯を形成したものと考えられる。下層の高相当温位の分布からも分かるように、水蒸気の供給は九州付近であると考えられる。

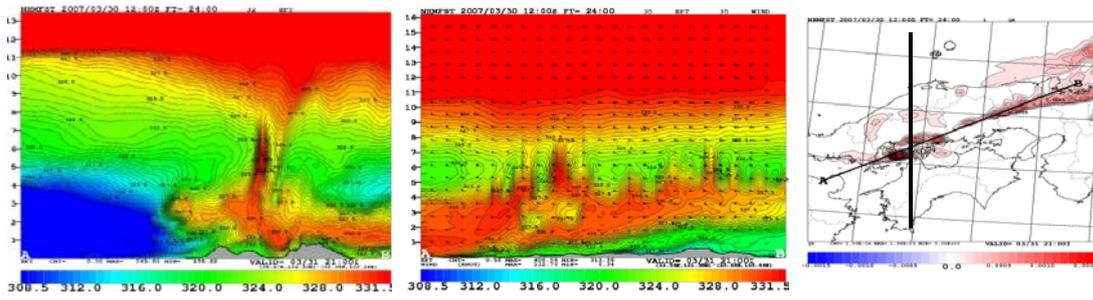
兵庫県内では、トリガーははっきりしないが、もう少し小さいスケールで線状降水帯が形成され、早い速度で東に移動した。流跡線解析の下層の気流をみると、水蒸気の供給は紀伊水道や瀬戸内海



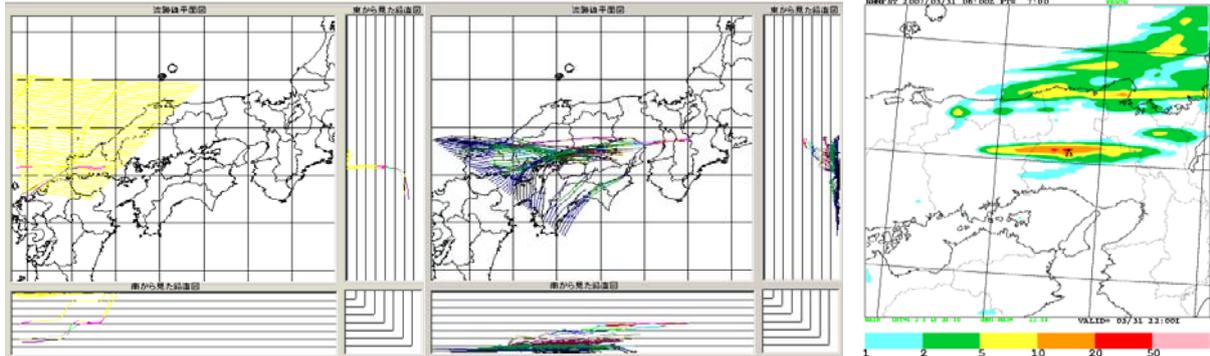
第7図 21時のレーダー画像、JMANHMの計算結果、衛星赤外画像の比較。



第8図 各層の相当温位分布。左からそれぞれ925、850、700、500hPa。



第9図 相当温位断面図 左は南北、中心は右図A-Bで切っている。



(a) 高度9000m、20時から3時

(b) 高度300m、19時から5時間

第10図 流跡線

第11図 1時間降水量

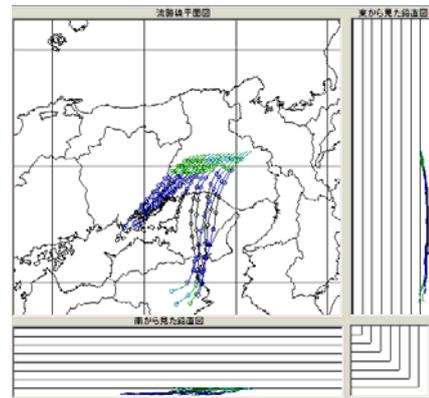
であった。

これらのことから、西日本広域、兵庫県での狭域のいずれの現象も、バック アンド サイド ビルディング型の構造をもつ線状降水帯と考えるが、兵庫県付近の現象に関しては、対流不安定な気塊の紀伊水道からの流入と線状降水帯からの冷氣外出流を示すアメダスのデータを考慮すれば、スコールライン型のメカニズムも複合して起きていると考えられる。第13図に模式図を示す。

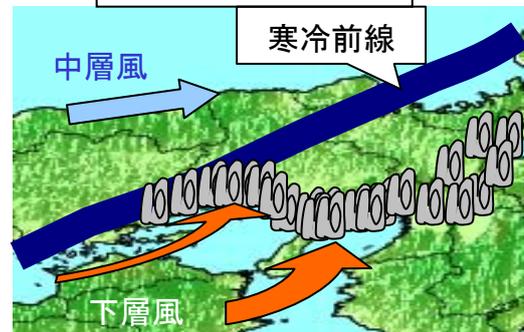
(参考文献)

伏木一郎・他，2008：2007年3月31日の前線南下に伴う線状降水系の構造について(気象庁非静力学モデルを用いた考察)．平成19年度大阪管区府県研究会誌。

瀬古 弘，2001：中緯度のメソ β スケールの線状降水系の形態と維持機構に関する研究．東京大学大学院理学系研究科博士論文，136pp。



第12図 流跡線



第13図 兵庫県付近の現象の模式図。実線は寒冷前線。矢印は下層風と中層風を示す。

2.2.3 2008年7月28日の大雨

佐伯 準司、石田 保明、佐藤 兼太郎(舞鶴海洋気象台)
 金森 恒雄、田中 秀樹、小山 芳太、今野 暁(神戸海洋気象台)

(1) 現象の概要

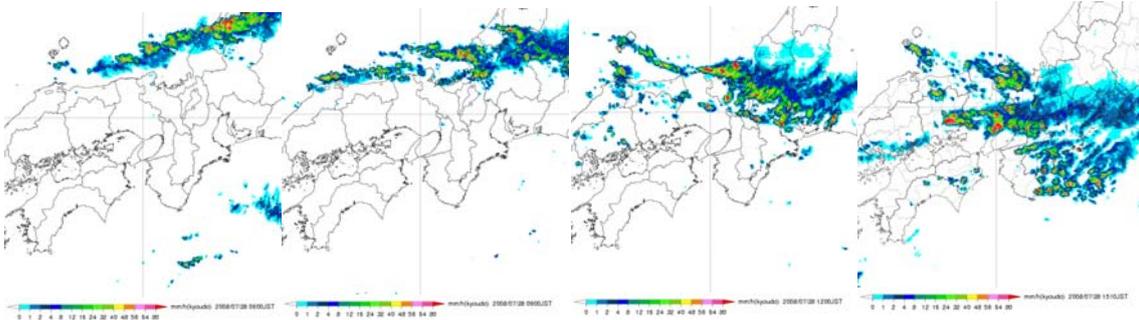
第1図に2008年7月28日6時から15時までの3時間ごとのレーダーエコー図を示す。

28日早朝、隠岐の島から北陸にかけて線状の降水エコーが停滞し、石川県や富山県では1時間に100ミリを越える短時間の大雨が降った。また、この大雨で石川県では、500棟を超える床上浸水が発生し、各地で避難指示や避難勧告が発表された。

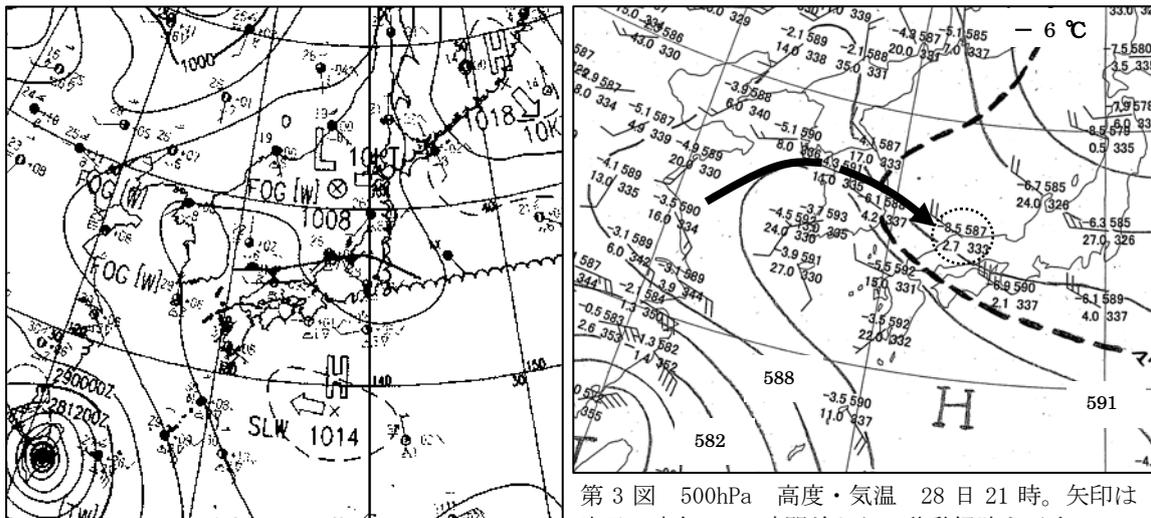
この線状の降水エコーは次第に南下し、11時頃には丹後半島にかかり始め、その後、15時頃にか

けて丹後半島付近に停滞した。このため、(アメダス)京丹後市峰山と宮津では、14時から15時にかけて日最大1時間降水量がそれぞれ81.0ミリと71.0ミリの猛烈な雨が降り、京丹後市では床上浸水10棟などの被害が発生した。

また、これとは別に、11時頃から京都府南丹市や京都市付近で降水エコーが発生し、12時には北西から南東にのびる線状降水帯を形成し発達した。13時には、滋賀県から伊勢湾付近の強雨域と一体化しながら南西進した。この降水エコーにより、13時には、京都市と宇治市で1時間60ミリ以上



第1図 レーダーエコー図 (06時～15時)



第2図 地上天気図 28日09時

第3図 500hPa 高度・気温 28日21時。矢印は米子の寒気の24時間前からの移動経路を示す

の解析雨量を解析した。また、(アメダス)長岡では14時に1時間降水量76.5ミリを観測した。

兵庫県の六甲山の南ろく付近では、昼過ぎから降り出した雨が14時20分ころから急激に強まり、1時間40ミリ以上の激しい雨が南ろくの広範囲に降った。この雨により、都賀川では急激に増水し、河川敷で水遊びをしていた学童保育の小学生ら大勢の方が流され、小学生3人と保育園児、成人2人の計5人が濁流に巻き込まれて死亡した。

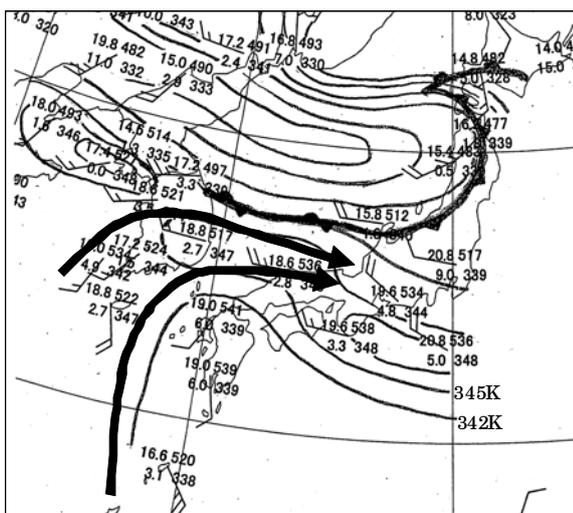
(2) 総観スケールの特徴

(2.1) 地上天気図

第2図に、28日09時の地上天気図を示す。北海道の西海上には低気圧があり東に移動している。また、日本の南海上には太平洋高気圧があつて西に勢力を強めている。一方、台湾付近には台風があつて、ゆっくり北西へ進んでいる。山陰沖から東日本にかけては前線が停滞していた。

(2.2) 500hPa 面天気図と流跡線解析

第3図に28日21時の500hPa面天気図を示す。破線で示すように -6°C の等温線は西日本まで流入していた。また、米子高層で観測された -8.5°C の寒気を持つ気塊がどこから移動してきたのか全球モデルデータを用いて流跡線解析を行った結果、28日09時に朝鮮半島上空から移動してきたことがわかった。



第4図 850hPa相当温位 28日09時 矢印は暖湿空気の流れを示す。

(2.3) 850hPa 面天気図

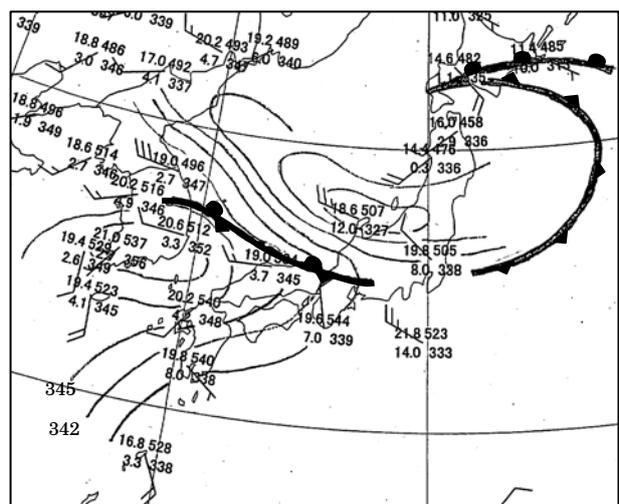
第4図に28日09時の850hPa天気図を示す。北海道の西にある低気圧から南にのびる前線は、秋田付近から能登半島付近を通り若狭沖に達している。相当温位 345K 以上は、台湾付近の台風から大陸東岸、朝鮮半島を経て北陸へ入るものと、四国の南海上にある太平洋高気圧周辺の九州西から山陰付近を回って近畿に入るものが解析できる。

第5図に28日21時の850hPa天気図を示す。太平洋高気圧の北西方向への強まりにより、前線の南下と共に高気圧の周辺を回って入る暖湿気(相当温位 345K 以上)はやや南下した。低気圧は津軽海峡付近に達し、前線は三陸の東海上に出て日本海側には相対的に乾いた空気が入り、近畿地方に入っていた暖湿気(345K 以上)はやや南下するが、山陰沿岸には引き続き暖湿気が入っている。

(2.4) 衛星画像と福井のウインドプロファイラ

第6図に28日9時、第7図に28日21時の水蒸気画像と850hPaの前線を示す。09時には、前線付近では、九州付近から北東進する雲域と朝鮮半島方面から東進する雲域が山陰沖で合流している。この北と南の気塊が合流する付近でテーパリング状の雲域が形成され、北陸付近にのびている。21時には前線は、やや南下し雲域は、近畿地方に広がっている。

第8図に28日18時の水蒸気画像を示す。日本海を南下するバウンダリ(明域と暗域の境目)と

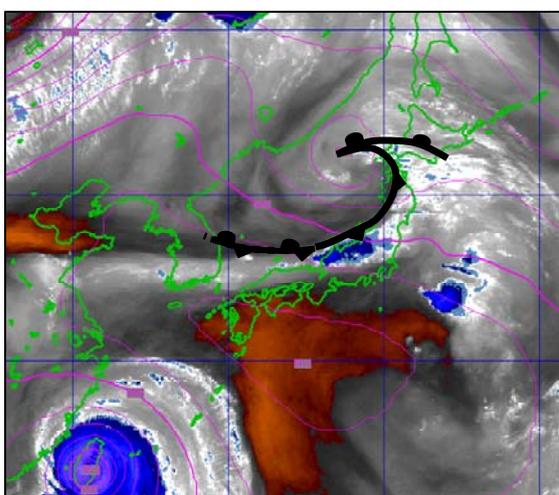


第5図 850hPa相当温位 28日21時

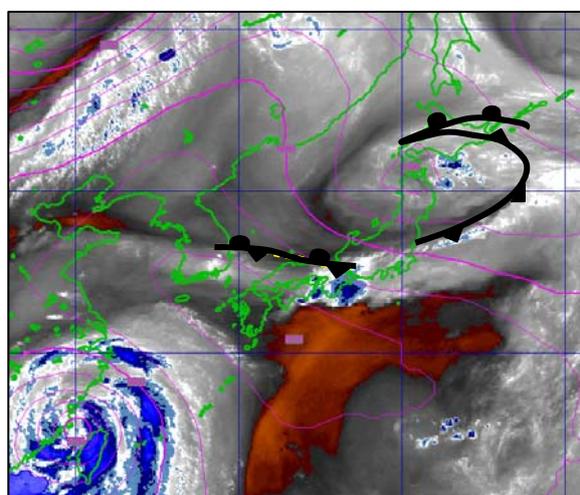
日本海西部から南下する暗化域が見られる。日本海沿岸に沿った形のバウンダリは、28日11時には佐渡島から隠岐の島の北にのび、18時には福井まで南下している。また18時には日本海西部の暗化域は近畿から北陸に入ってきている。バウンダリの南下に合わせて北陸地方から近畿地方で積乱雲が発達している。

第9図に28日10時から17時までの福井のウィンドプロファイラを示す。高度5000mから8000mでは28日11時以降はデータの空白域が観測されており、水蒸気画像の明域下に広がる比較的乾燥した気塊に対応すると考える。

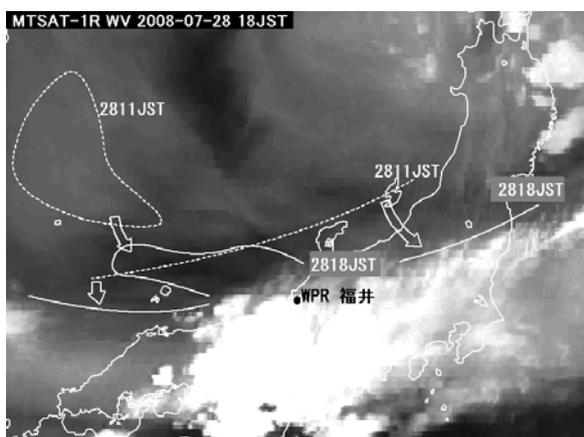
(3) 地上で観測されたデータの特徴



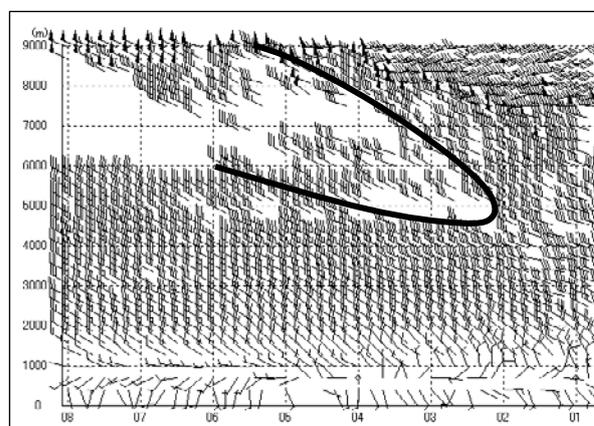
第6図 水蒸気画像 28日09時。図中の実線は850hPaの前線を示す。



第7図 水蒸気画像 28日21時。



第8図 水蒸気画像 28日18時。実線と破線は日本海西部の暗化域の南下を示す。破線は28日11時、実線は28日18時。



第9図 福井のウィンドプロファイラ 28日10～17時 (実線は乾燥域を示す)。

(3.1) 局地天気図解析

第10図に12時と15時の局地天気図を示す。28日10時には京都府南部や中国山地では晴れて地上気温が32℃を超え、前3時間気圧下降量の大きい領域となり熱的低気圧が解析できる。一方、岐阜県付近は26℃の低温域となっており、メソスケールの高気圧が解析できる。11時には、福井県、岐阜県、滋賀県北部の前線付近の発達した雲域の下では地上気温が25℃以下の低温域となって気圧が上昇し、12時には滋賀県北部にメソスケールの高気圧が解析できる。内陸部ではさらに気温が上昇し、12時には中国地方から京都府南部、奈良県に熱的低気圧が解析でき、特に滋賀県南部では気圧傾度が大きくなっている。滋賀県北部のメソ

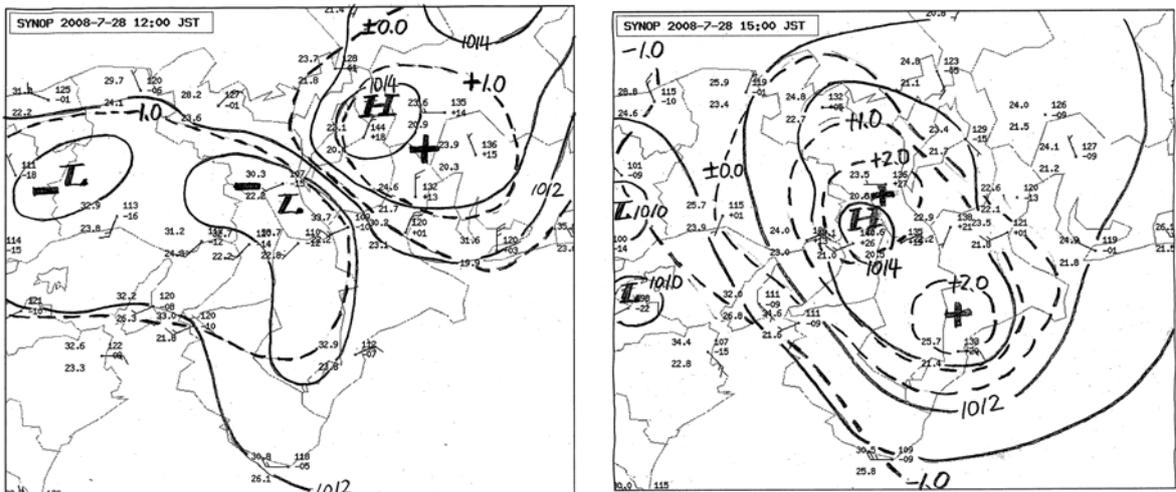
スケールの高気圧は、南東に広がり、15時には大阪府から奈良県付近に達している。近畿地方にあった熱的低気圧は降水に伴う気温の下降により不明瞭となったが、15時には岡山県南部や香川県に解析できる。

(3.2) アメダス解析 (気温・風)

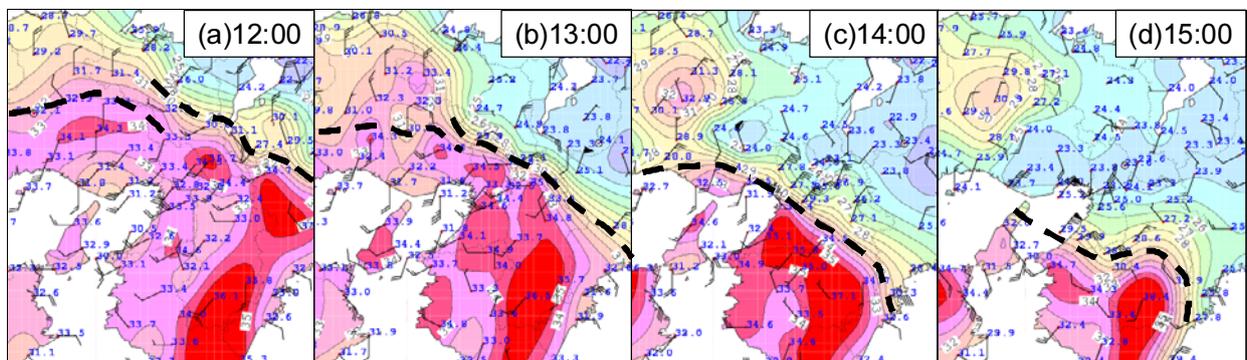
第11図に12時から15時までのアメダスの風と気温分布を示す。09時には福井県から24℃以下の低温域が流れ込み始めていたが、12時には、降水域は丹後半島から伊勢湾に広がり、対応した低温域は福井県から三重県北部に形成されている。南西側には高温域があって気温差は10℃前後に達している。気温傾度の大きい領域は30~40km/hで南下し、この領域では風向の急変を伴っており、30℃の等温度線付近に収束線が解析できる。また京都府と兵庫県の県境付近には、日中の昇温に伴う収束線が形成されてエコーが発生しており、気

温傾度の大きい領域が達した12時20分頃からは発達したエコーの領域が拡大した。

13時には、気温傾度の大きい領域は大阪府に入り、枚方では気温の急下降、風の急変を観測した。大阪では13時30分過ぎに風の急変や気温の急下降、気圧の上昇を観測しており、ガストフロントの特徴を示している。枚方と大阪の間の距離は約20km、通過する所要時間は約35分であることから、ここでのガストフロントの移動速度は約35km/hと見積もることができる。兵庫県南部の丹波篠山付近にできた収束線は20~30km/hで南下した。13時30分には、六甲山北側の三田付近から京都府南部の気温傾度の大きい領域に発達したエコーが見られるが、大阪では、気温傾度の大きい領域は降水エコーより約20km先行している。14時には、京都方面から進んできた収束線(30℃の等温度線付近)はさらに南西進して大阪湾に入り、14時20分には神戸に入り始める。また三田の南側の気温



第10図 局地天気図28日(左)12時(右)15時。実線は等圧線、破線は前3時間気圧差を示す。



第11図 アメダス気温・風 28日12時00分~15時00分 破線は収束線を示す。

傾度の大きい領域でエコーが更に発達し始め、14時20分から30分にかけて六甲山の南側で急速にエコーが発達している。

(3.3) 地上観測データ

第12図に神戸海洋気象台と神戸空港の7月28日14時から15時の降水強度、風向と風速、気温、露点温度の時系列を示す。神戸海洋気象台、神戸空港共に2回の気温の下降が見られる。

1回目の気温降下は神戸海洋気象台で14時23分頃、神戸空港で14時24分頃に観測される。神戸海洋気象台では、およそ6分間で約2℃気温が下降し、風向が南よりの風から東に変わり13.2m/sの風が吹いた。神戸空港でもおよそ6分間で約3℃気温が降下し、風向が南よりの風から東北東に変わり約10m/s風が吹いた。

第13図に大阪管区気象台の28日13時から16時の1分値時系列を示す。大阪管区気象台では13時35分頃に冷氣外出流の通過を観測している。大阪管区気象台と神戸海洋気象台の気温降下の時間差から冷氣外出流の移動速度を見積もると約35km/hとなり、レーダー観測された冷氣外出流の移動速度の約40km/hともほぼ一致する。

また、大阪管区気象台では冷氣外出流通過後の

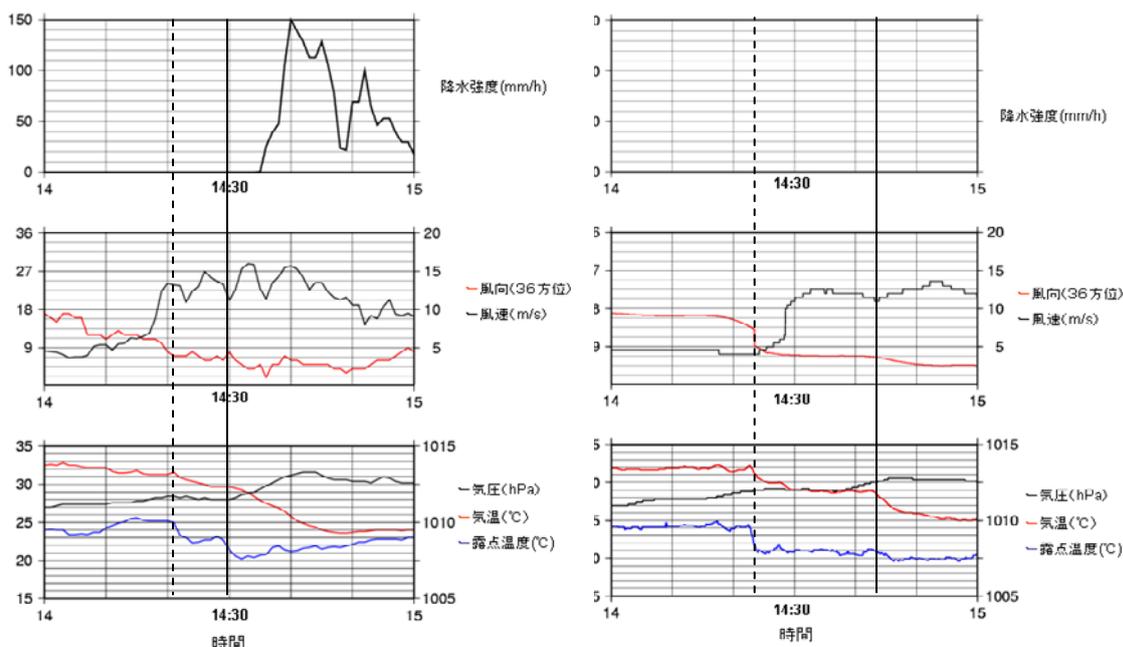
気温、露点温度はそれぞれ約28℃、20℃となっている。気温は神戸海洋気象台で約29℃、神戸空港で約29℃、露点温度は神戸海洋気象台で約22℃、神戸空港約21℃とそれぞれ近い値を示す。

神戸海洋気象台、神戸空港のガストフロント通過後の風向、衛星画像(図省略)等から、神戸海洋気象台と大阪管区気象台で捉えた冷氣外出流は同じであることが考えられる。この気温降下の直後から六甲山南ろくで雨雲が急発達したと考える。

2回目の気温降下は、神戸海洋気象台で14時30分頃、神戸空港で14時42分頃に発生している。神戸海洋気象台では冷氣外出流観測後約10分間で7℃の気温降下が観測された。同時に風向は東北東から北東に変わり、気圧も急上昇した。また、冷氣外出流観測後約10分後に最大降水強度150mm/hを観測した。

神戸空港では14時42分頃に冷氣外出流の通過を観測し、その後約5分間で4℃の気温降下が観測された。神戸海洋気象台同様に風向は東北東から北東に変わった。

しかし、神戸空港では神戸海洋気象台で観測されたような強い降水強度は観測されなかった。このことから六甲山付近の陸上では雨雲は発達したが、海上では発生、発達しなかったことが分かる。



第12図 28日14時から15時の降水強度、風向、風速、気温、露点温度、気圧時系列。点線は1回目の気温降下を、実線は2回目の気温降下を示す。(左)神戸海洋気象台、(右)神戸空港である。

第14図に示すエコーの状況や、都賀川で被害が発生した時間から、この冷氣外出流をもたらした降水セルによる雨で都賀川では急激に増水したと考えられる。

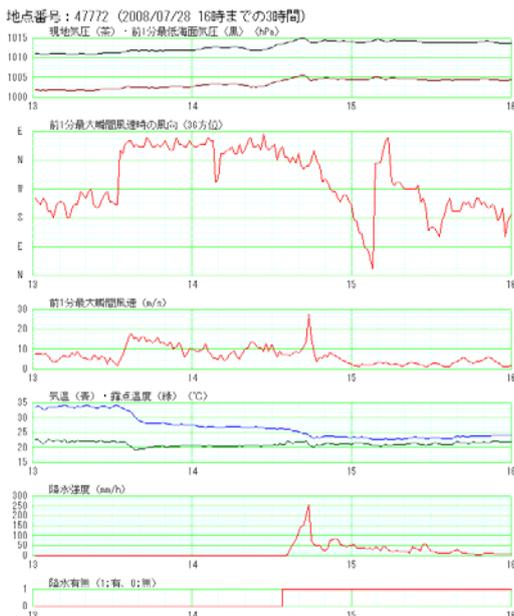
(4) 空港気象ドップラーレーダー

今回発生した対流雲内部の気流構造を調べるために、関西航空地方気象台、大阪航空測候所それぞれの空港気象ドップラーレーダーのデータを用いた。これら2つのレーダーサイトから得られた反射強度とドップラー速度のデータを用いて、三次元的な風の解析、いわゆるデュアル解析を行った。

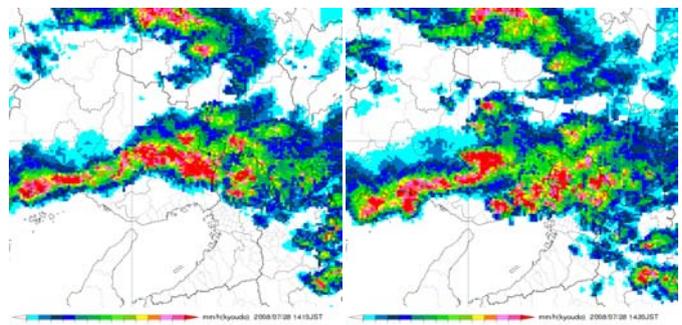
第15図にデュアル解析から求めた風分布を示す。大阪北部から滋賀南部あたりで急激に発達した降水帯について解析を行った結果、高度1.5km以下では降水帯の南西側で北東風、北側で北北西から北の風であった(第15図-c)。局地天気図解析と比較すると上記の北東風は冷氣外出流に対応していたが、北西風については地上風と異なっていた。高度2kmより上空では、降水帯の南西側で南西風、北側で西北西から北西の風が解析された(第15図-b)。北西よりの風については総観解析にある北西気流と対応していたが、南西風については総観解析の気流と異なっていた。降水帯の周囲における風分布を把握するために、日本航空、全

日本空輸の航空機自動観測データを調べた。その結果、大阪湾の地上付近から高度約1km付近においては南西風であったことがわかった。同じくデュアル解析で求めた鉛直風について調べたところ、下層から上層まで強い上昇流と下降流が解析されており、これらが規則正しく配列していた(第15図-b)。上昇流域では南西風と北西風が混在して解析されたが、下降流域では、ほとんどが北西風であった。

関西航空地方気象台のドップラーレーダーで観測した0.7°等仰角反射強度データによると、大阪湾北部から南西進する線状のエコーが観測された。このエコーが通過したと同時に、神戸空港や関西国際空港では地上気象の急変化が起こったが降水は観測されなかった。このことは、降水現象を除いて前節で述べた冷氣外出流通過時の特徴と類似している。また、このエコーは冷氣外出流先端部の大気屈折率の乱れが大きい領域で電波散乱が起こった非降水性のものであると考えられる。この非降水エコーの移動速度は約40km/hで、前節で計算された冷氣外出流の速度とおおむね一致した。このことから、この非降水エコーは近畿中部の降水帯が形成した冷氣外出流であると判断した。14時30分のレーダーエコーによると(第14図)、非降水エコーの後面に位置する西宮市から豊中市あたりにかけて強雨域が縞状に整列していた。また、非降水エコーが神戸海洋気象台や神戸空港を通過したのと同時期に神戸市周辺で対流雲が発生し、急激に発達した。第16図に14時28分ごろのデュアル鉛直風解析を示す。神戸海洋気象台の上空1kmで1m/s以上、上空1.5kmで3m/s以上の上昇流が解析された。



第13図 大阪管区気象台の13時から16時の降水強度、風向、風速、気温、露点温度、気圧時系列



第14図 レーダーエコー画像
(左) 14時10分、(右) 14時30分

(5) 考察

7月28日は、北海道の西海上には寒冷渦に対応する低気圧があり、また、日本の南には太平洋高気圧があり、この境界付近にあたる朝鮮半島から北陸にかけて前線が停滞していた。この前線付近では、南からの湿った気塊と大陸からの乾燥した気塊が合流するような場が形成されており、不安定な成層状態となっていた。

この不安定な成層状態で、28日早朝には、この

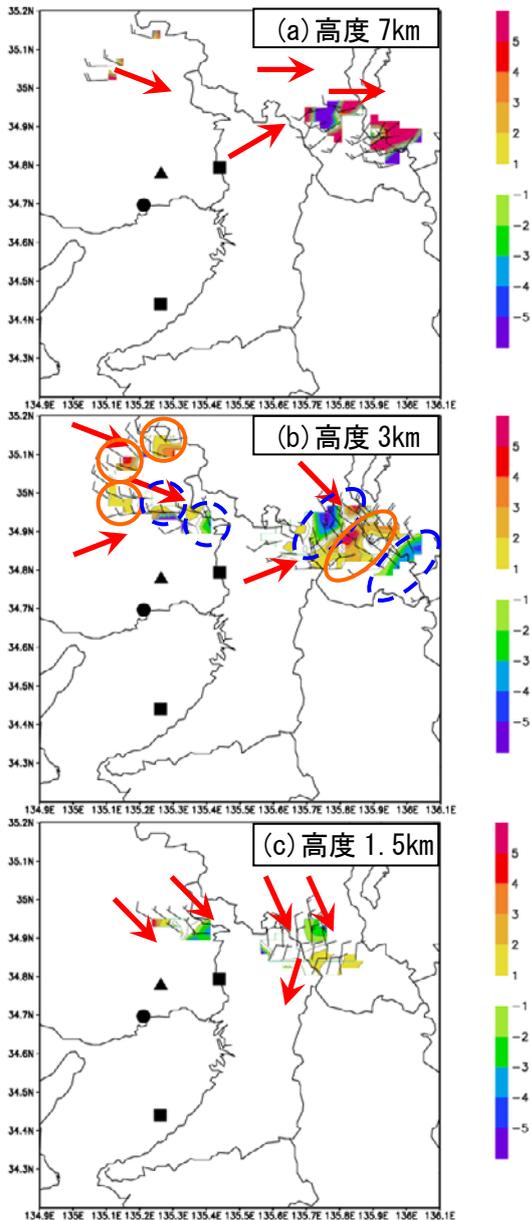
前線付近で発生した対流雲が発達しながら次々と北陸地方を中心に流入するような場が継続し大雨による大きな災害が発生した。

北海道の西海上にあった低気圧は次第に東に移動するとともに、太平洋高気圧は西に勢力を強め、中層風の風向は西から北西に変わり、この前線付近で発生する対流雲の走行は南下し、昼前には近畿地方に流入するようになった。このため大雨の場は北陸から近畿地方に移動し昼過ぎには京都府を中心に短時間強雨が発生した。

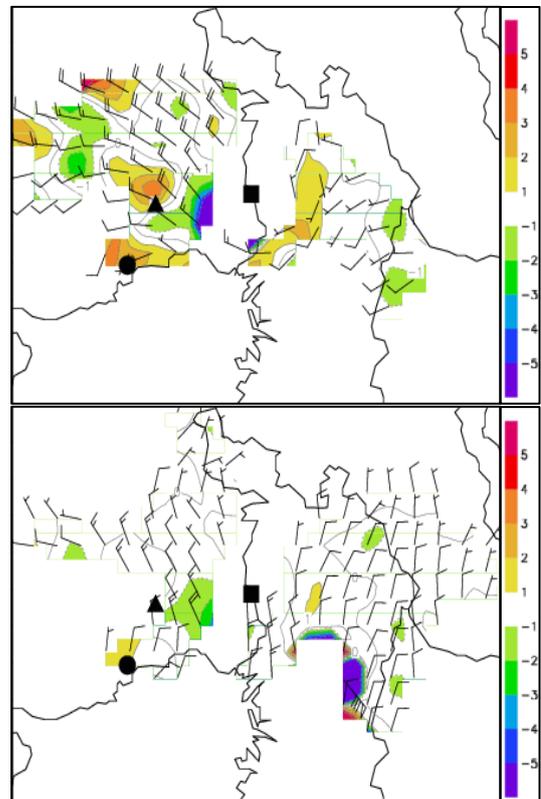
さらに、この降水帯は南西方向の大阪湾に向かって移動し14時30分ごろには六甲山の南ろくで急激に発達し、都賀川では濁流が発生し5名の方が流されて死亡されるという痛ましい災害が発生した。

この発生メカニズムを考察してみる。

早朝、北陸付近に流入した線状の降水帯は、衛星で見れば、隠岐の島付近を先端として発生したテーパリング状の雲域に対応するものと考えられる。その後、気圧系の移動とともに下層風系が西から北西に変わり、前線は南下してくると共に、昼前



第15図 デュアル解析から求めた風分布(13時28分)。▲は六甲山、■はレーダーサイト(北は大航、南:関空)、●は神戸海洋気象台、色は鉛直風を示す。



第16図 デュアル鉛直風解析(14時28分ごろ)。

からは近畿地方に線状の降水帯が停滞するようになった。12時には、京都北部から滋賀県にかけて発達した線状の降水帯が形成されている。これは、前線に対応する可能性もあるが、日本海で前線に対応する下層収束により、発生した対流雲が中層風により、次々と風下に流されるというバック アンド サイド ビルディングの可能性も考えられる。一方、丹波山地から三重北部にかけて、北西から南東にのびる気温差の大きい境界付近に線状に発生した対流雲列が形成されかけている。また、この付近まで大阪湾から海風が流入しているのが分かる。その後は、この対流雲列は、冷氣外出流と思われる風の強まりと気温の下降を伴いながら南西方向に進む。このメカニズムは、冷氣外出流と大阪湾からの海風との収束により、世代交代しながら南西進するというスコールラインの構造をもっていると考えられる。発達した降水帯は、京都付近から次第に南下し、大阪湾に進み、六甲山の南ろくで発達して短時間強雨が発生したと考える。このメカニズムは、神戸海洋気象台、神戸空港で観測されたデータからも確認できた。

関西航空地方気象台、大阪航空測候所の二台のドップラーレーダーによる三次元風解析からも、近畿中部で発生した降水帯の気流構造を知ることができた。降水帯の中層から上層にかけては西北西から北西の風となっており、総観スケールの気流と一致した。また、下層から上層まで強い上昇流と下降流が解析されており、これによって下層の気塊が上層へ、上層の気塊が下層へ運ばれたと考えられる。降水帯の南西に位置する大阪湾や瀬戸内では下層で南西風が吹いていた。これと対応して、降水帯の南西側においても高度 2km から上層まで南西風が解析されており、水平運動量が上層へ運ばれていたことが推測された。

総観解析では、上層で北西方向から比較的乾燥した空気が流入していたことがわかっており、周囲から降水帯へのエントレインメント層が、対流雲内部の雨滴を蒸発させて下降流を強め、冷氣外出流が形成されたと考えられる。また、下層で解析された風向から判断して、大阪湾と日本海側の二方向からの気流が降水帯付近で収束しており、これが対流活動の形成に関わったと考えられる。特に降水帯の前面である南西側では、対流活動が形成した冷氣外出流によって大阪湾からの暖湿な

南西風が持ち上げられ、次々と対流雲を形成しながら南下したと考える。

この対流活動は、ドップラーレーダーで非降水エコーを観測するほどの顕著な冷氣外出流を形成した。このエコーが通過した直後に神戸市周辺で対流雲が発生し、その後、急激に発達した。このことから、六甲山の南ろくの対流形成には、近畿中部の降水帯が形成した冷氣外出流と神戸周辺で吹いていた海風の収束が一因であると考えられる。

(謝辞)

本調査では、気象庁予報部数値予報課の津口裕茂氏をはじめ、大阪管区気象台、関西航空地方気象台の皆様、そしてドップラーレーダーデータおよび航空気象観測データを提供していただいた大阪航空測候所の方々に深く感謝いたします。

なお、デュアル解析には気象研究所提供のソフト「draft」を使用した。

(参考文献)

- 加藤輝之・瀬古弘, 2005: 突然発生するメソスケール降水系の研究. *気象研究ノート*, **208**, 151-202.
- 吉崎正憲・加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学, 朝倉書店, 196pp.
- 大野久雄, 2001: 雷雨とメソ気象. 東京堂出版, 291pp.
- 上杉忠孝・田中恵信, 2008: 2000年7月4日に起きた東京都心における短時間強雨の発生機構. *天気*, **55**, 23-3.

(調査研究スタッフ)

- 坂本 徹重、北村 光良、清水 栄一、松村 哲
(大阪管区気象台)
- 草開 浩 (神戸空港出張所)
- 風早 範彦、中村 剛、岡 俊宏、浅野 崇、田尾 孝幸 (関西航空地方気象台)
- 毛利 浩樹 (気象衛星センター)
- 瀬古 弘 (気象研究所)
- 小山 芳太、泉 敏治、小西 誠二、根本 和宏、金森 恒雄 (神戸海洋気象台)

2.2.4 日本海側から南下する線状降水帯のまとめ

家藤 敦章、岡本 美沙子(大阪区気象台)

a. 線状降水帯の様相についての共通する特徴

日本海側から南下する線状降水帯について、松江地方気象台、神戸海洋気象台、神戸海洋気象台・舞鶴海洋気象台の3官署で調査を行った。解析事例日は、松江と神戸は2007年3月31日、神戸・舞鶴は2008年7月28日である。

いずれの事例も、第1図の概念図で示すように、日本海から南下する総観スケールの前線近傍で発生した強雨であり、東西に連なる線状の降水帯である。また、中・四国、近畿地方の複雑な地形による効果が下層暖湿気の収束を変化させ、降水が強化されるとともに複雑な変化を起こした。

b. 各事例に共通する発生原因

いずれの事例も、西から流入してきた暖湿気と南西から流入してきた暖湿気の収束があり、その収束がトリガーとなって積雲が発生したと考えられる。また、下層風とある程度角度をなす中層風により、発生した積雲が風下に流されて線状になるというバック アンド サイド ビルディング型である可能性がある。このことに加えて各事例について以下のような原因が考えられる。

2007年3月31日に島根県で発生した事例

中国山地の地形効果によると推測される下層風の強化が降水強化の原因の一つと考えられる。

2007年3月31日に兵庫県で発生した事例

中層に流入した乾燥域により対流不安定な場となって積雲が発達し、強雨が発生したと考えられる。

2008年7月28日の近畿地方で発生した事例

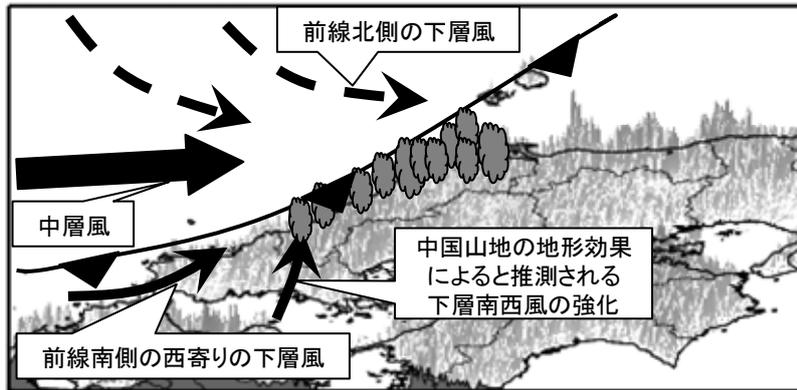
上空の寒気の影響で大気の状態が不安定となっていた中、顕著な冷氣外出流と、大阪湾からの海風との収束により、下層の暖湿気が持ち上げられたことが強雨発生の大きな原因と考えられる。

c. 各事例に共通する予測可能性（移動、雨量）

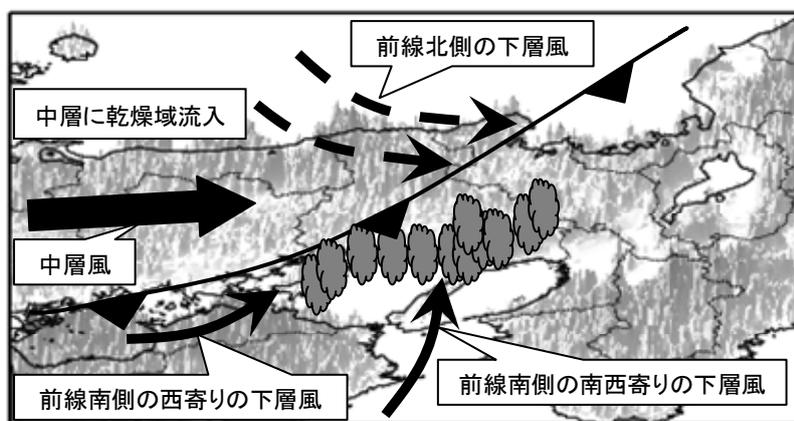
それぞれの事例について共通する着目点は以下のとおりである。

- ・東西に伸びる前線がゆっくり南下する場である。
- ・2007年3月31日の事例については、前線南側の下層に西からと、南西ないしは南から暖湿気が流入し、両者が収束することが着目点である。
- ・2008年7月28日の事例については、以下の3点が着目点として上げられる。
 - ①上空に寒気が流入することによって大気の状態が不安定になっていること。
 - ②日本海に停滞する前線の北側からの乾燥した気流と、南側からの暖湿気流が収束して、前線が活発化すること。
 - ③実況監視における着目点として、日中降水が始まる前に日射により地上気温が上がり、瀬戸内からの海風が健在化して、北で発生した降水からの冷氣外出流と収束してガストフロントを形成すること。

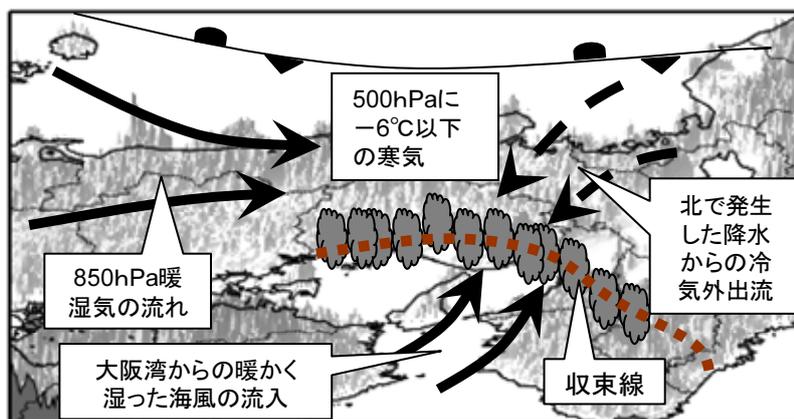
(a) 2007年3月31日(松江)



(b) 2007年3月31日(神戸)



(c) 2008年7月28日(神戸)



第1図 2007年3月31日(松江)、2007年3月31日(神戸)、2008年7月28日(神戸)の概念モデル。「地形データにはUSGSのGTOP030を利用」

2.3 上記以外の線状降水帯

2.3.1 2006年9月6日～7日の紀伊水道付近でのエコーの発達

西川 哲也、山本 博之、九谷 幸子(和歌山地方気象台)

(1) はじめに

紀伊半島の南西側での大雨予想で大きな問題となるのは、紀伊水道付近で発達中のエコーが発達したままか、衰弱するかかの判別が非常に難しいことである。今回は2006年9月6～7日の事例を、実況解析及び気象庁非静力学モデルを用いて解析を行った。

(2) 現象の概要

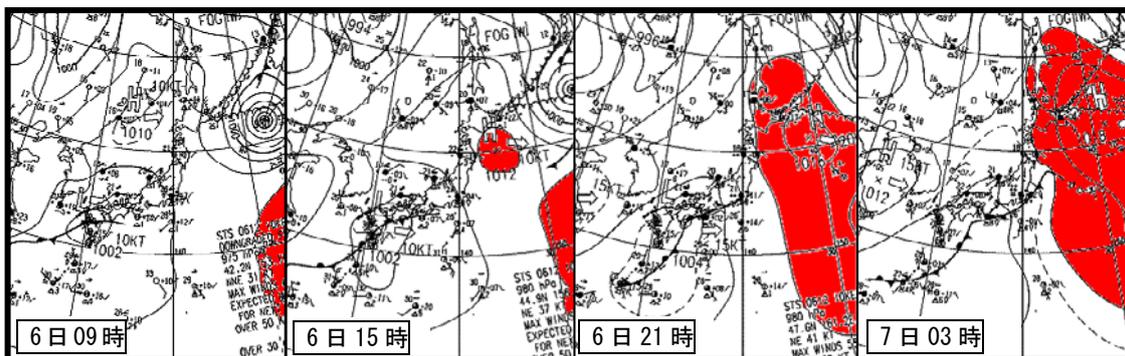
2006年9月6日夜遅くに、紀中、田辺・西牟婁で解析雨量で1時間に100ミリを超える大雨となった。

(3) 実況解析

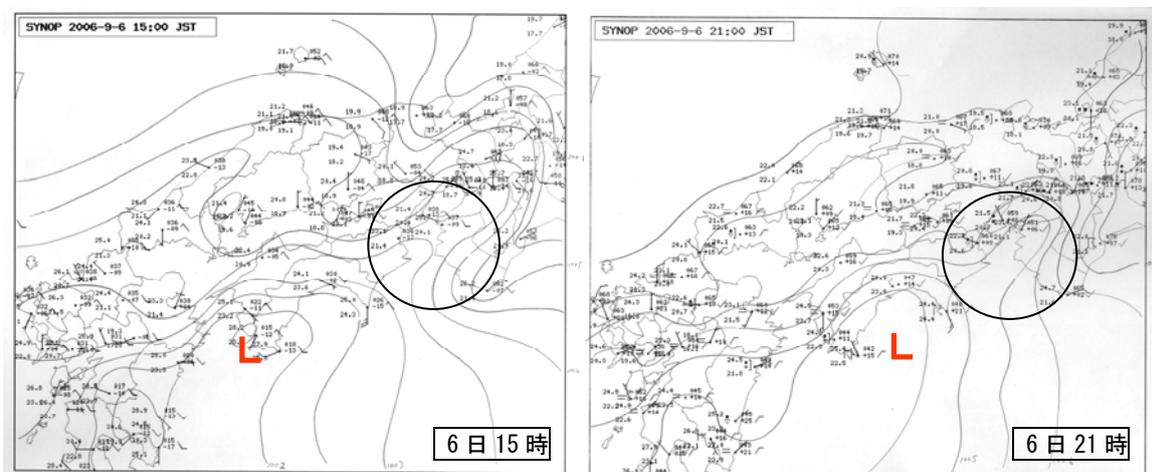
(3.1) 地上天気図、局地天気図、高層天気図

2006年9月6日09時から7日03時までの地上天気図(第1図)を示す。6日09時に沿海州付近にあった高気圧が勢力を強めながら東南東進し、日本の東にある高気圧と合わさって勢力を強めた。

(赤い部分が1012hPa以上のエリア)6日09時九州の西にあった低気圧は21時には足摺岬の南まで進んだが、高気圧に行く手を阻まれて動きが鈍り(1008hPaの等圧線の位置が21時と03時でほとんど変わっていない)、7日03時には低気圧は衰弱し、前線上にキンクが残るのみとなった。局地天気図解析(第2図)では、低気圧は9月6日15時で宿毛付近、21時で高知付近までゆっくり進んだ後、不明瞭になった。また、紀伊水道では北からと南からの高気圧に挟まれて低圧部が持続した。500hPaの高層天気図(第3図)を示す。東日本の



第1図 地上天気図 (2006年9月6日09時～7日03時)



第2図 局地天気図解析 (2006年9月6日15時と21時)

ッジが東進し高気圧の勢力が拡大した。5760 沿いのトラフは上滑り気味に進み、日本付近は南西風の強い場が続いた。また、6日夜から7日にかけては寒気移流の場となった。

進し、徳島南部の沿岸に達すると若干弱まるが、蒲生田岬(徳島)と日の岬(和歌山)を結んだ中央付近(上側の丸)まで来ると再び発達し、和歌山県に接近した。

(3.2) 気象衛星画像

気象衛星の赤外面像と水蒸気画像(第4図)を示す。室戸岬の南の丸で囲んだ付近がCbの発生点とするテーパリングクラウドに見える。また、水蒸気画像では発達した雲域の北側に明瞭な暗域が広がっている。

(3.3) レーダーエコー

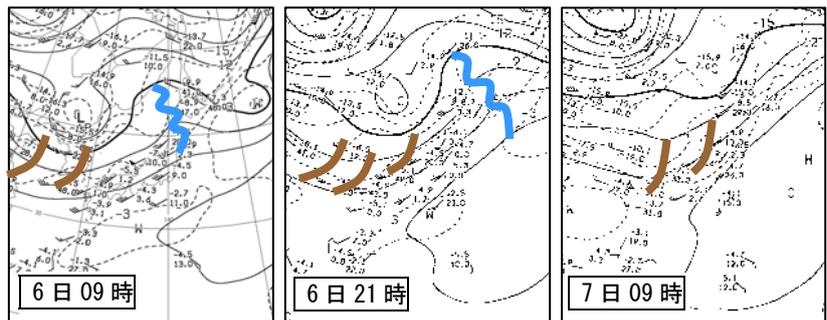
レーダーエコーを広域(6時間間隔)と狭域(30分間隔)に分けて見てみる。

広域(第5図)では、南海上から瀬戸内海まで広がるエコー域(南系)と日本海から山陰沿岸まで広がるエコー域(北系)の2つのエコー域があり、北系は山陰沿岸を範囲を狭めながら東進し、7日03時には福井県から兵庫県東部まで進み、南系は瀬戸内海付近ではエコーは弱まるが四国で線状エコーとなり21時以降は移動速度が遅くなっている。(赤の点線はその時間のエコーの西端、ピンクの点線は6時間前のエコーの西端)

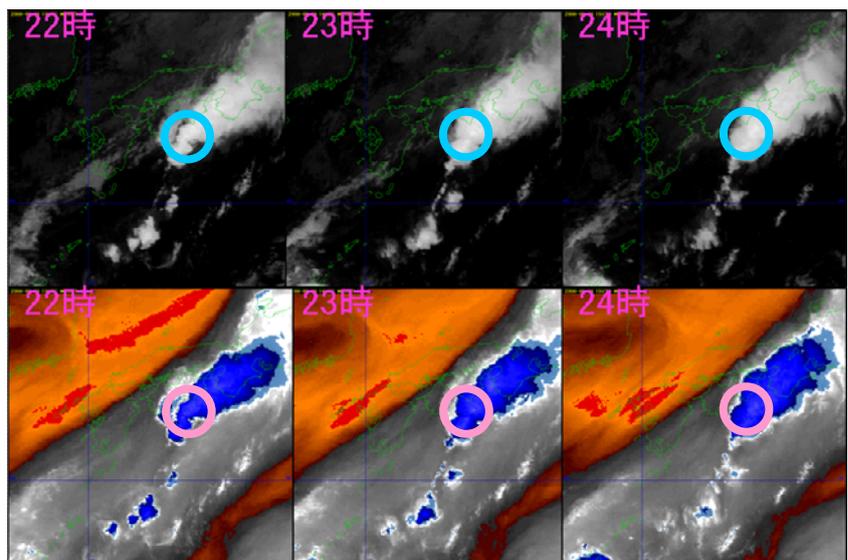
紀伊水道付近を拡大した狭域(第6図)では、室戸岬の南(下側の丸)で発達したエコーは北東

(3.4) ウィンドプロファイラ

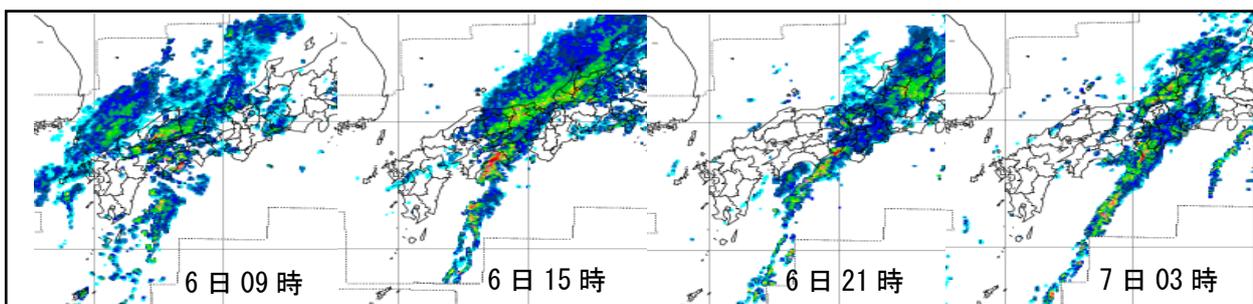
和歌山県美浜のウィンドプロファイラ(第7図)のデータを示す。6日19時以降は障害のためデータが取得できていないが、下層1500m以下を見る



第3図 500hPa 高層天気図 (2006年9月6日09時~7日03時)



第4図 気象衛星 赤外面像(上段)と水蒸気画像(下段)(2006年9月6日22時~24時)



第5図 レーダーエコー(広域)(2006年9月6日09時~7日03時)

とほぼ南風が卓越して、風速は 30kt 程度で特別強いわけではない。中上層は南西場でトラフ前面であることを示唆している。

(3.5) アメダス

2006年9月6日12時から7日03時までの3時間毎のアメダスの気温と風(第8図)を示す。紀伊水道で北よりと南よりの風のシアーが見られる。これは、第2図に示した局地天気図の低圧部に対応している。等温線からシアー付近では寒気と暖気が交わっていたと考えられる。シアーは紀伊水道で6日09時から24時過ぎまで持続形成していた。

(4) 気象庁非静力学モデルによる再現実験

(4.1) 初期値

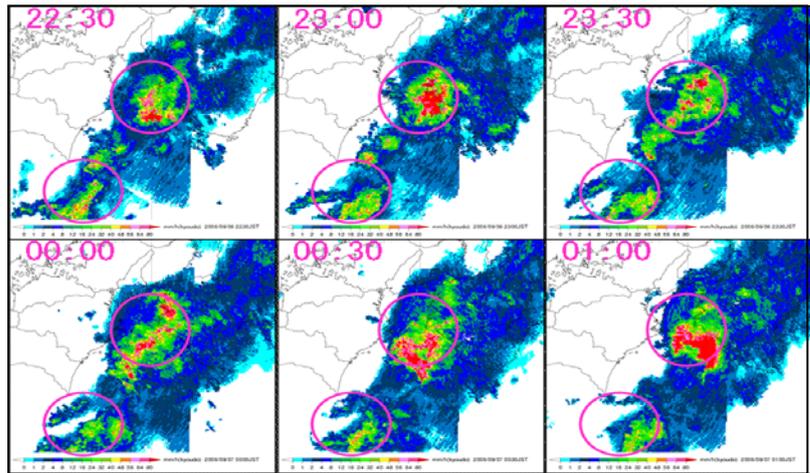
再現実験に使用した気象庁非静力学モデルは、和歌山を中心とした水平格子数 201×201、格子間隔 5km、鉛直総数 40 層で、初期値として 2006 年 9 月 5 日 12UTC のものを用いた。

(4.2) 1 時間降水量

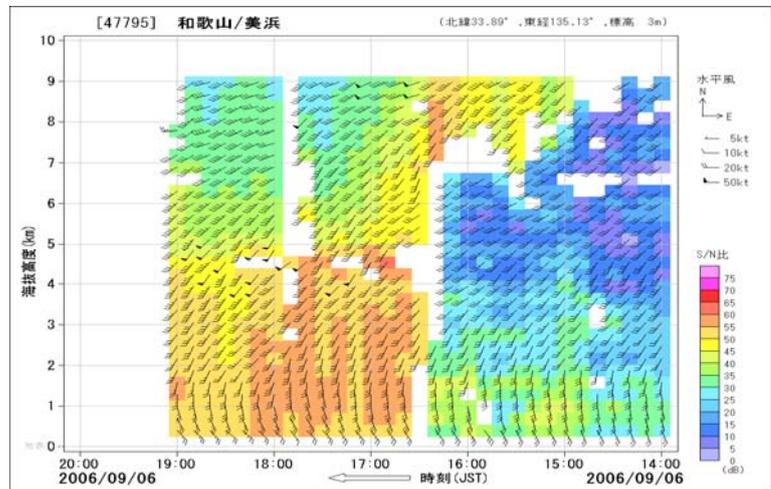
モデルで計算された 1 時間降水量とレーダーの 1 時間積算降水量(第9図)を示す。モデルと実況では若干の強度のずれはあるものの線状降水帯として再現されている。

(4.3) 平面図及び断面図

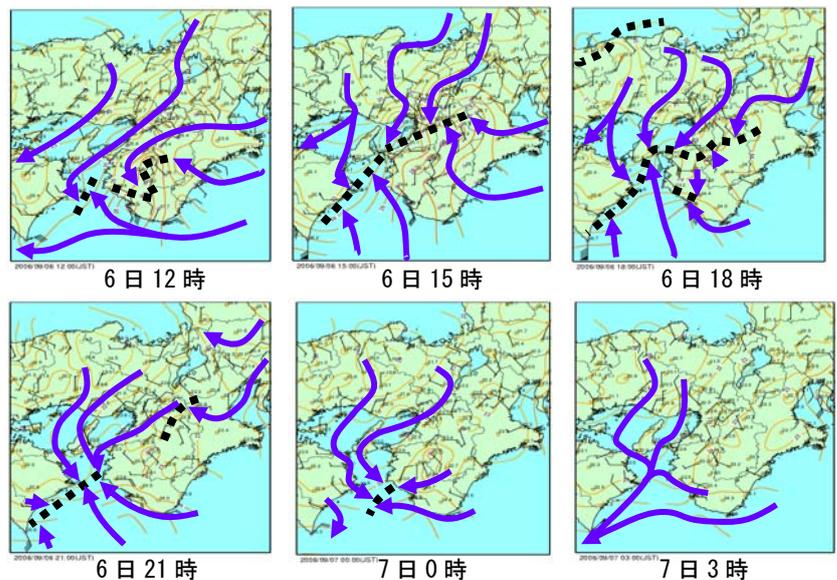
2006年9月7日0時の500、700、850、925hPaの気圧面の平面図(第10図)と同時間の南北に切った相当温位及び湿度の断面図(第11図)を示す。平面図では、各気圧面とも収束線付近には340K以上の相当温位の高いものが南から入っており、500hPaでは播磨灘から北側に相当温位の低いものが入っていた。(青線は収束線)断面図では850hPa以下の



第6図 レーダーエコー(狭域)(2006年9月6日22時30分～7日01時00分)



第7図 和歌山県美浜のウィンドプロファイラ(障害により6日19時以降は欠測)。



第8図 アメダス(気温と風)(2006年9月6日12時～7日03時)

下層には北からの寒気（青色の点線）が入り、収束線上で南から相当温位の高いものが持ち上がっていた。また、500hPa 前後には相当温位の低い（乾いた）領域が入っていた。

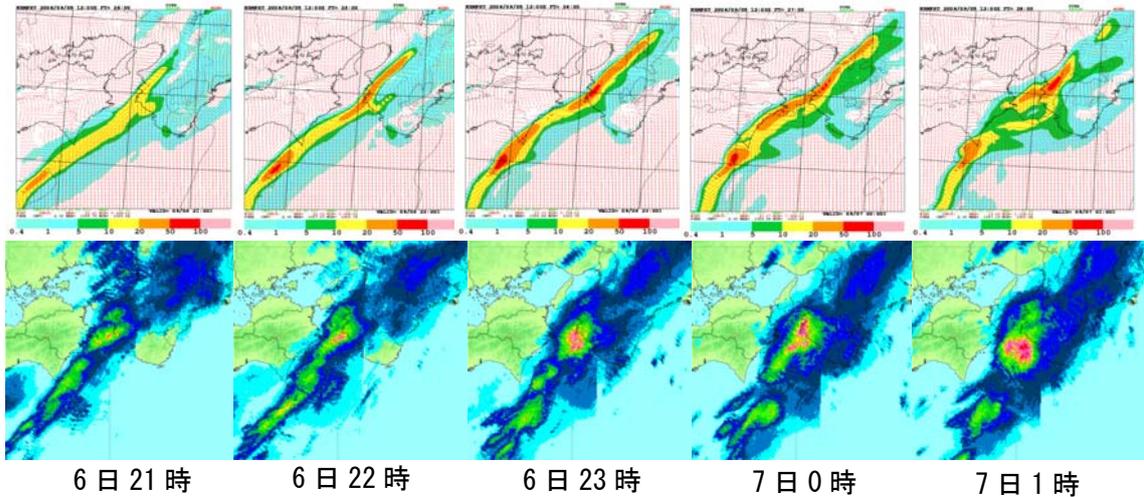
一が発達した原因として、収束線付近には南からの下層暖気と北からの寒気の移流場となっており、これに中層の乾燥域が流入したことで不安定が増大したと考えられる。

(5) まとめ

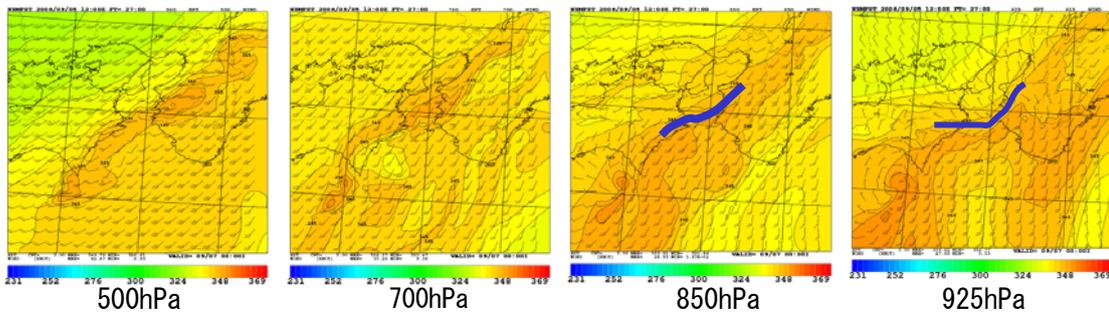
線状降水帯が紀伊水道で停滞した原因として、日本の東海上の高気圧の勢力が強く、南岸の低気圧の東進を妨げたためと考えられる。また、エコ

(参考文献)

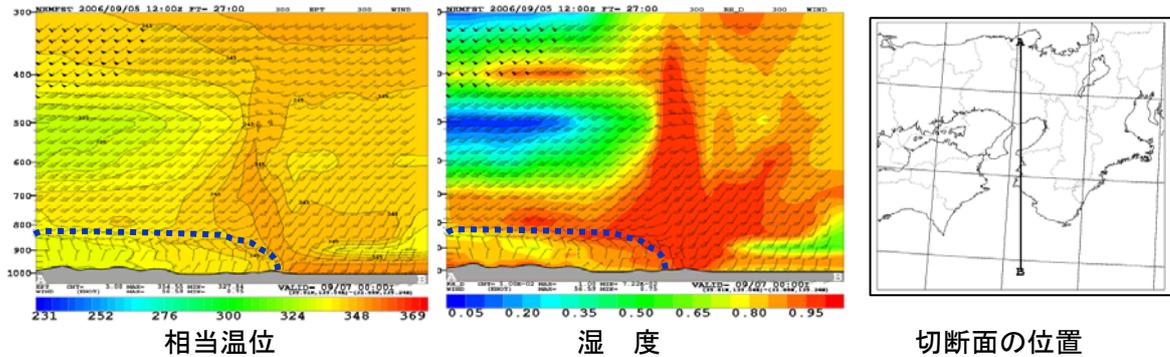
加藤輝之・瀬古 弘、2005：突然発生するメソスケール降水系の研究．気象研究ノート，208，151-200.



第9図 気象庁非静力学的モデル（上段）と実況（下段）の比較



第10図 各気圧面の相当温位と風の平面図（2006年9月7日0時）



第11図 相当温位と湿度の断面図（2006年9月7日0時）

2.3.2 2006年9月16日から17日にかけての広島県北西部の大雨

瓜生 由明、神例 孝典、東 克彦、末永 和貴、菅原 道智(広島地方気象台)

(1) はじめに

2006年9月16日から17日にかけて、広島県北西部を中心に、アメダスで1時間最大50ミリ、総雨量200超ミリ超の大雨となった。特に佐伯湯来では6時間で250ミリとなり、土砂災害等の被害が発生した。この大雨で、広島県として初めて、土砂災害警戒情報を発表した。この事例を観測データとJMANHMを使って解析した。

(2) 実況データによる解析

(2.1) 地上天気図とアメダス雨量分布

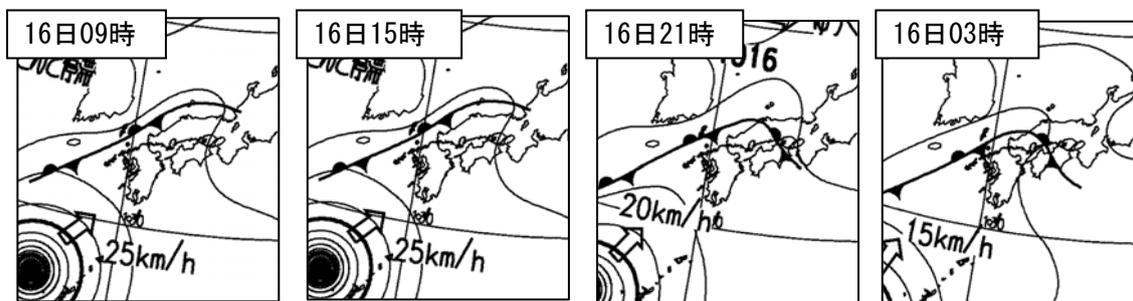
第1図の地上天気図を見ると、台風第13号が沖縄の西にあって北東している。西日本には前線が停滞し、16日昼前後に中国地方を通過しその後山陰沿岸に停滞した。このため、夕方には暖湿気流が非常に入りやすい場となっていた。雨量(第2図)は、赤い50ミリ以上の部分が広島県北西部に

集中していること、分布が南西から北東方向にのみ存在することから、地形的な要因が示唆される。

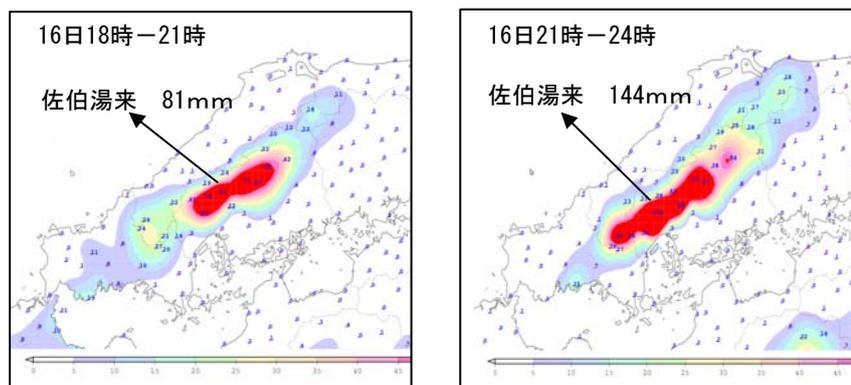
(2.2) レーダー画像(第3図)

12時では福岡県に強いエコーがあり、山口県にかけてのびている。そのエコーは弱まりながら広島県まで東進し衰弱。天気図上の前線通過に対応していると思われる。15時に山口県に点在しているエコー域のひとつが、急速に発達し18時では広島県北部から山口県、福岡県にかけて線状降水帯を形成し始めた。この降水帯は21時には恐羅漢山付近でテーバリング状となり、広島県北西部で大雨をもたらした。17日0時を過ぎると強エコー域はなくなり、残った弱いエコー域も山陰方向に流されて03時には広島県付近のエコーはほとんどなくなった。

(2.3) 高層天気図



第1図 地上天気図 (2006年9月 JST)



第2図 アメダス3時間積算降水量 (2006年9月16日 JST)

500hPa (第4図①)では沿海州から朝鮮半島にかけて寒気があり、朝鮮半島から華中にかけては乾燥域が見られるが、大雨の期間内では大きな高度場の変化はなかった。850hPa(第4図②)では、山陰沿岸にある停滞前線に向かう暖湿気流による湿域がかかっており、前線付近の米子では25ktと福岡、鹿児島と比べてやや風速が強い

とともに、広島県側に近づくが、流入は次第に弱まり傾向となる。北側の低 θ_e 域(停滞前線領域)は、18時から23時にかけてほとんど変化はなかった。風を見ると、大分方向からの南西風は継続的に続いている。一方、雨域発生部分では風向変化が見られるが、セル自身の影響によるものか収束線的なものは、区別できていない。

(2.4) 衛星画像(第5図)

9時にはこの前線によるテーパリング雲が、福岡付近にあり一部が中国地方にかかっている。この雲域は前線とともに弱まりながら広島県にも流入。一方、九州の南西海上には台風第13号を取り巻く雲域があり、北東進していた。この雲域が広島県付近にかかるタイミングでエコーが発達している。

(3.4) 950hPaの相当温位と風(第8図)

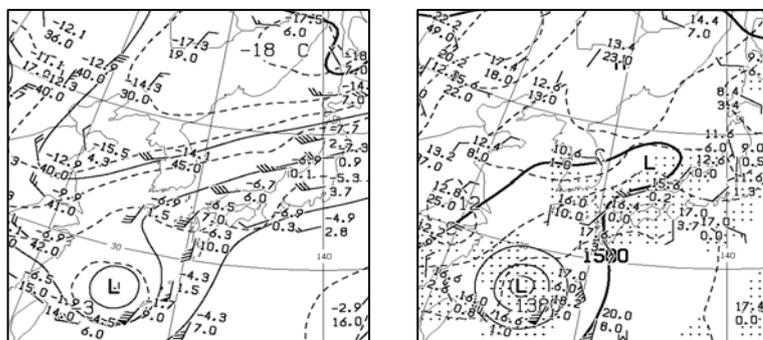
豊後水道側では20ktから25ktの南風が継続して流入。一方山口県側からは北東風系の低 θ_e 域が北西から流入しており、山口県の内陸部から周防灘で合流している。時間がたつにつれ低 θ_e 域は南下するが中国山地を越えるまでにはいたって

(3) モデルによる解析

(3.1) 計算範囲と条件

計算範囲の広島付近の拡大図を第6図に示す。

5kmの解像度で、広島付近(33.8N, 132.0E)を中心とした161×161の範囲を、2006年9月16日00UTCを初期値として15時間の計算を行った。

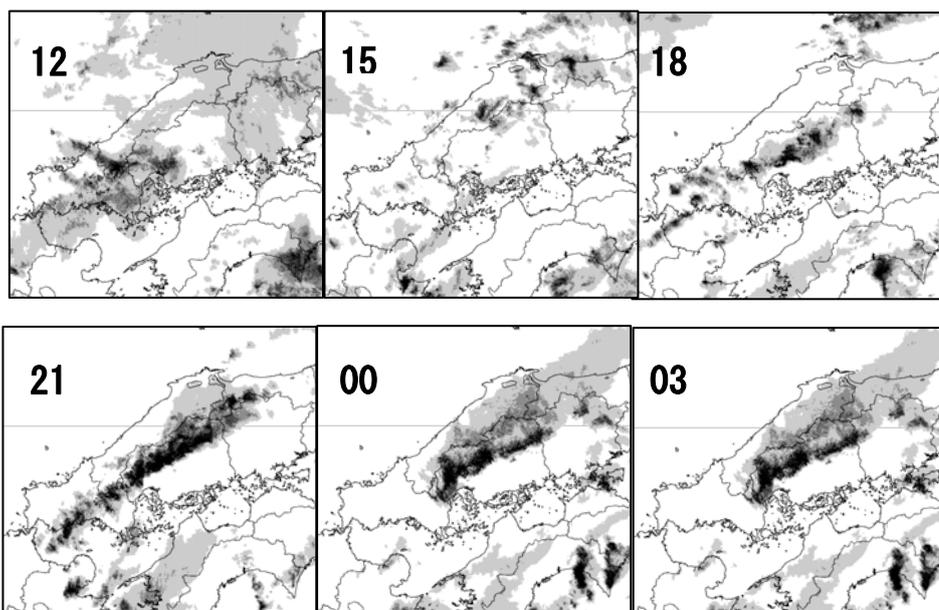


①500hPa ②850hPa

第3図 500hPa、850hPa 天気図(16日12UTC)

(3.2) 前1時間積算降水量(第6図)

18時で山口県から恐羅漢山付近(第6図の赤丸印付近)にかけて、強い雨域が広がっている。この雨域は、次第に線状の形状が明瞭となり南東進し広島県に移動している。22時以降は次第に衰弱傾向となった。

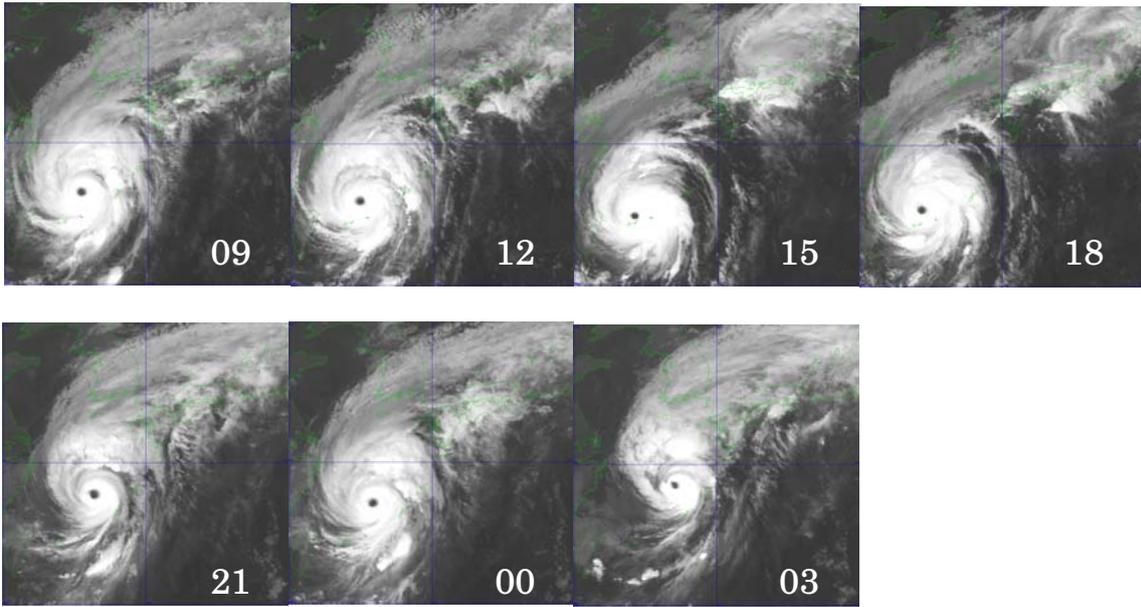


第4図 レーダー画像(16日12JST—17日03JST)

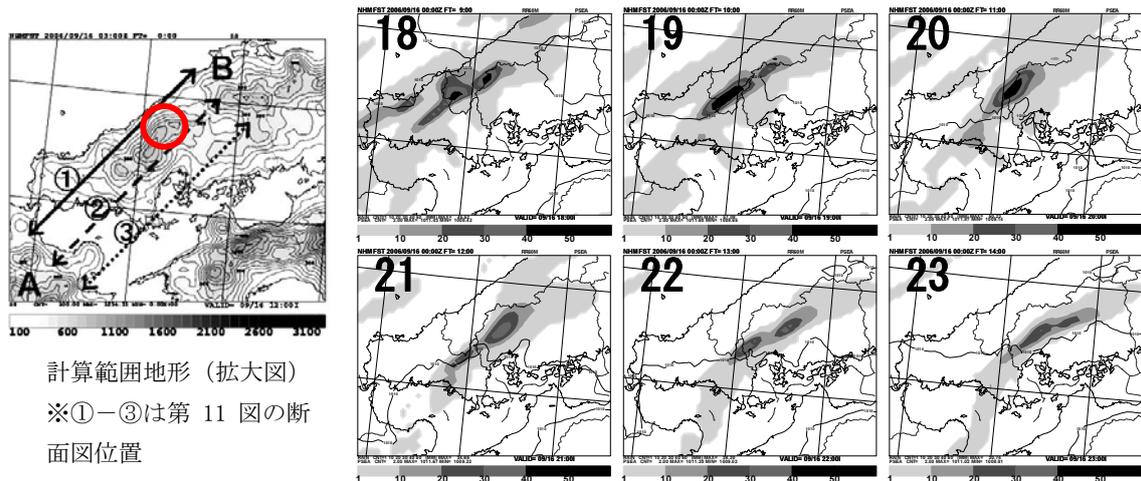


(3.3) 850hPaの相当温位と風(第7図)

高 θ_e 域が、大分県側から継続して、山口県付近に流入している。時間

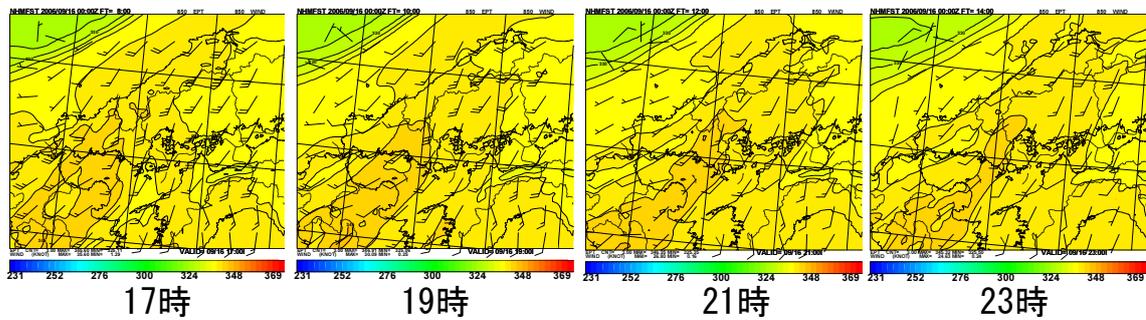


第5図 衛星画像 (16日09JST—17日03JST)



計算範囲地形 (拡大図)
 ※①—③は第 11 図の断面図位置

第6図 前1時間積算降水量予想図 (16日18-23JST 広島付近を拡大)



第7図 850hPa 相当温位と風予想図 (9月16日 JST)

いない。

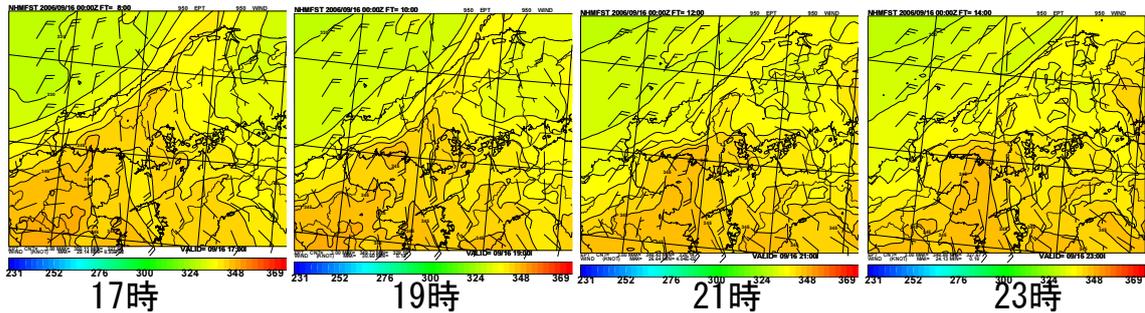
(3.5) 断面図

(3.5.1) 北西-南東 (第9図)

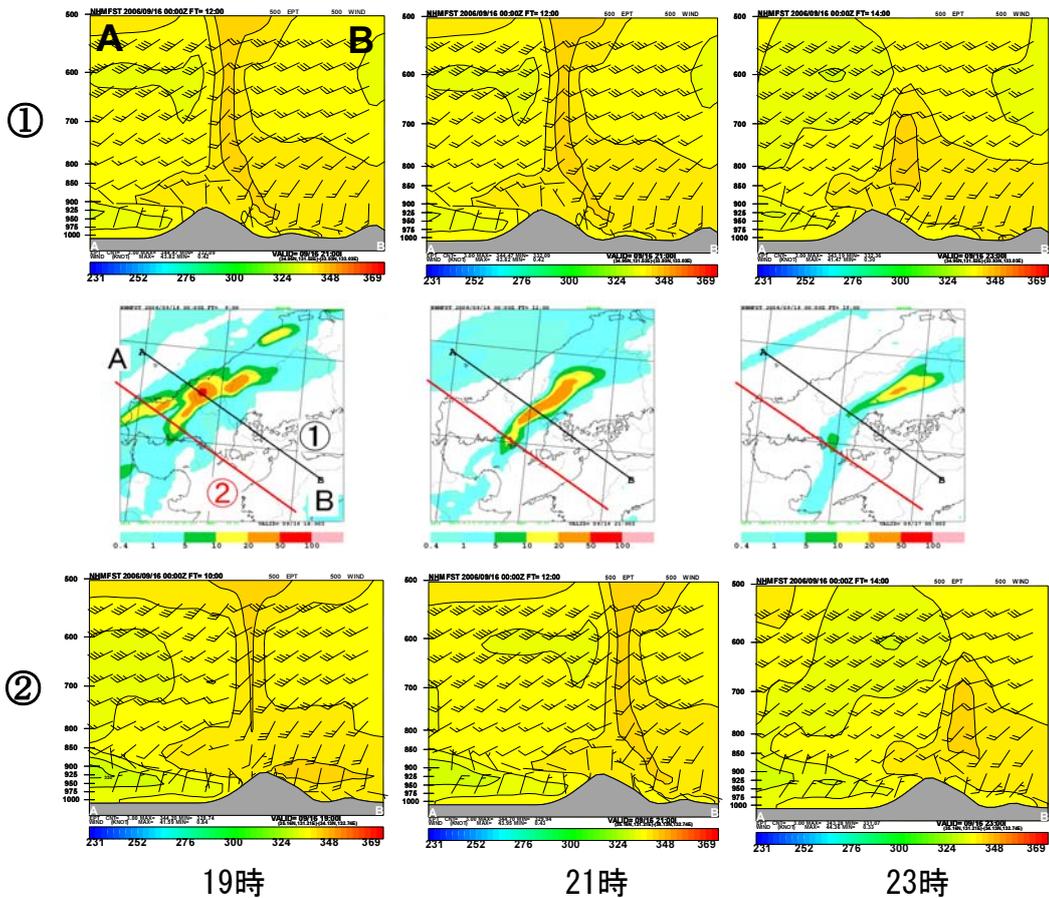
①の断面図からは北側から進入してくる850hPa以下の低 θ_e 域の存在、中国山地付近で対流が立ち上がる様子が見える。②の断面図からはセルの南側に該当し、850hPa付近まで豊後水道からの高 θ_e 域が流入しているのが確認できる。

(3.5.2) 南西-北東 (第10図)

対流セルの立っている①北側、②中央、③南側で切ってみた。①では、山陰沿岸からの北東風による低 θ_e 域の流入を表現している。しかし、850hPa付近では風向シヤアの位置は変わっていないことから、ごく下層の現象のみの進入にとどまっている。結果として、中国山地を大きく越えて、瀬戸内側までの低 θ_e の流入とはなっていない。②では対流の発達を示しており、21時では恐羅漢山付近で急発達した対流セルが、山に沿う形



第8図 950hPa 相当温位と風予想図 (9月16日 JST)



第9図 北西-南東断面図 (9月16日 JST)

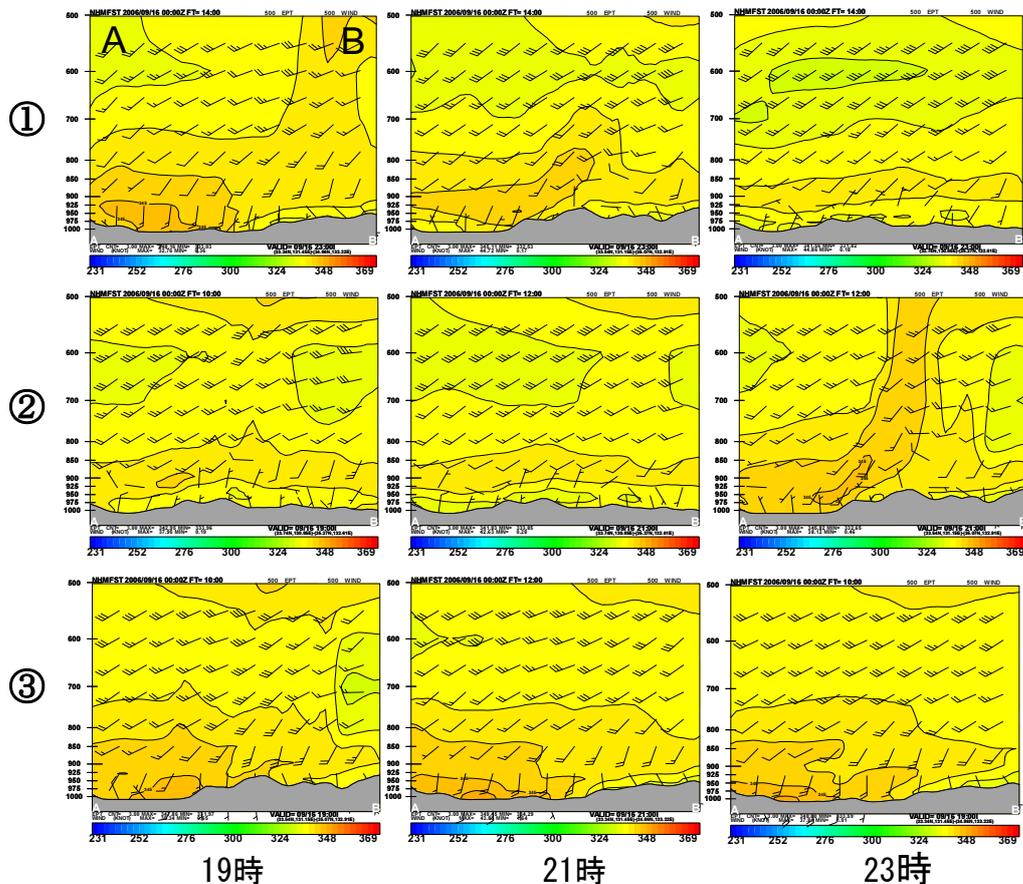
で発達し上空まで、高 θ_e 域を持ち上げている。0時になると強い対流は立たなくなり、600hPa付近には九州方向から流入してきた低 θ_e 域に覆われつつある。③では3.5.1節の南側断面図にあるように豊後水道からの継続的な高 θ_e 域の流入を確認できる。

(3.6) 鉛直流や渦度など (図略)

高度2kmでの鉛直流を見ると、始め山口県北部の沿岸にあった上昇流域が、18時から周防灘に移り600hPaぐらいの風に流される形で、中国山地沿いに進んでいる。また、個々のセルを見ると中国山地沿いに発生、発達、衰弱を繰り返しているのが確認でき、形状からバックアンドサイドビルディング形と思われる。2.4節の衛星画像では台風を取り巻く雲域の流入が確認できたため、500hPa面の正渦を見たが、対流の立っている部分の正渦を除き九州からの明瞭な正渦度移流はわからなかった。

(3.7) 流跡線解析 (第11図)

セルを発達させた暖湿気塊の流入経路を調べるために、延岡付近から10個のトレーサーを流した。FT=03で延岡の東付近300mの高度にあったトレーサーは、ほとんど同じ高度で豊後水道を進み、山口県東部で、FT=09でエコーにあわせ5km~8km付近まで急激に上昇し中国山地沿いを東北東進した。600m付近のトレーサーも通過位置が、豊後水道となることを除いて300mと同じ軌跡をたどっている。900mになると、半分のトレーサーが、広島県側に進み、2km付近まで上昇するとどまっている。一方宿毛の西の気塊は、大分方向に少し西進したのち、FT=09に山口付近で、急上昇している。それより上のトレーサーは四国方面に進み、広島付近の発達には影響していない。東シナ海側から流したトレーサーでは、福岡から周防灘を抜けるコースをとり、900mから1500mのトレーサーが山口付近で、急上昇している。以上のことから、暖



第10図 南西-北東断面図 (9月16日 JST) (断面の位置は第6図参照)

湿気塊は、1km以下は豊後水道側から、1km-1.5kmについては、周防灘方向から流入し発達に寄与していると思われる。なお、北からの低 θ_e 域については、うまくトレーサーが飛ばず(途中で落下)、詳しい解析は行っていない。

(4) ウィンドプロファイラによる解析(第12図)

(3)章までのモデル解析によると、豊後水道および周防灘からの暖湿気塊および前線南下に伴う山口県側からの低 θ_e 域がそれぞれ重要な役割を果たしていることがわかった。これらの結果は、総観場では表現されていなかった。そこで、ウィンドプロファイラのデータを調べることで、風向や風速の変化が降水域の変化にどう対応しているかを見た。800m付近を見ると、10時で厳原と平戸に風向シャワーがあり、前線の存在を確認できる。16時になると平戸の風が東よりに変わり前線の南下を示している。モデル上では17時に豊後水道で20ktを表現しているが、大分、延岡の風は10ktと弱い。一方1500m付近では浜田で25ktから30ktのWSWとなっており、モデルの850hPaとの対応がよい。3000mでは大分で10時にWNWが16時にはWSWとなっておりトラフの通過が示唆される。以上のことから、トラフの通過や前線の南下については、捕らえているが、降水域の強化に対応した風の変化を捉えることは出来なかった。これは流跡線を見てもわかるように、大分、延岡のデータが豊後水道の実況風を捕らえていないためと思われる。

(5) 各ステージ

モデルと観測データの結果から、発生、発達、衰弱の各ステージをまとめてみた。

(5.1) 発生期

停滞前線に伴う強い降水域は、初め福岡県付近にあった。この前線は昼過ぎにかけて広島県を抜けて、前

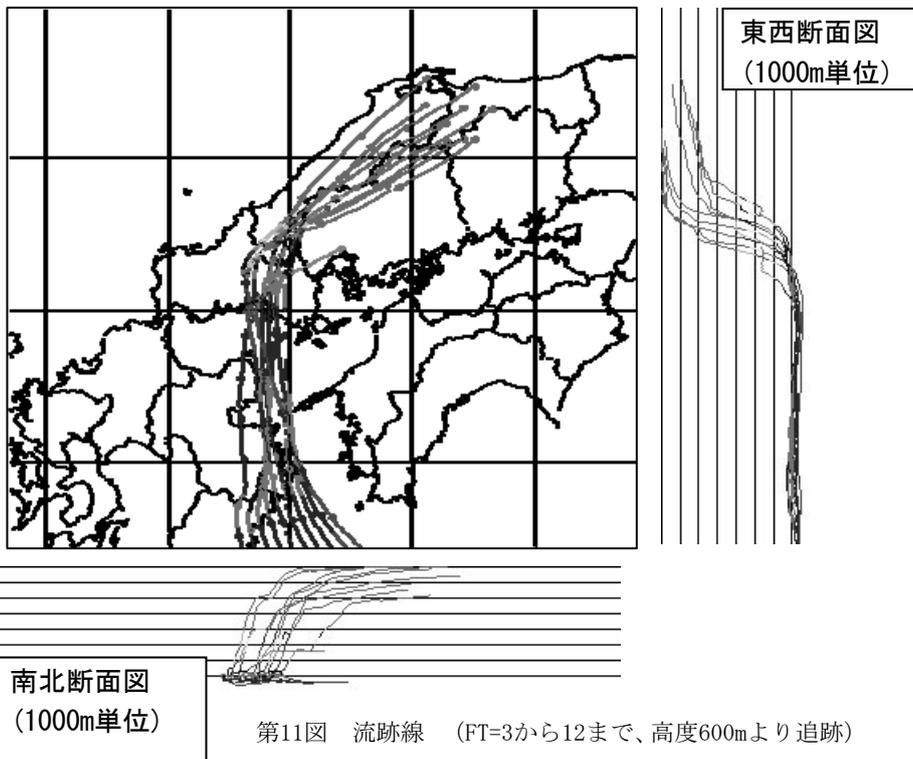
線が山陰沖に停滞する形となった。この停滞していたと思われた前線が、900hPa以下の低い部分で先行して山口県側から進入。豊後水道側はこの前線南下に伴い収束が強まる。やや上層の850hPa付近では周防灘方向から高 θ_e 域が流入。これらの合流により、下層の前線上で、対流セルが発生した。

(5.2) 発達期

4.1節で発生した対流セルは、中層(600hPaぐらい)に流されて、発達しながら恐羅漢山方向に進む。さらに地形効果も加わって急発達した。南よりの暖湿気塊の継続的な、流入により、中国山地沿いで発達、発生を繰り返す。ただし、広島県北東部まで進むと、暖湿気塊が流入しにくい、ため、衰弱。衛星画像から、台風第13号を取り巻く雲域がかかったタイミングと急発達のタイミングがほぼ同時刻であるため、地形効果だけでなく渦度移流なども影響も考えられる。

(5.3) 衰弱期

発達を繰り返していた各対流セルは、台風第13号の北上により、風向が変化し下層暖湿気塊の流入が減少したことと、九州の南海上から進んでき



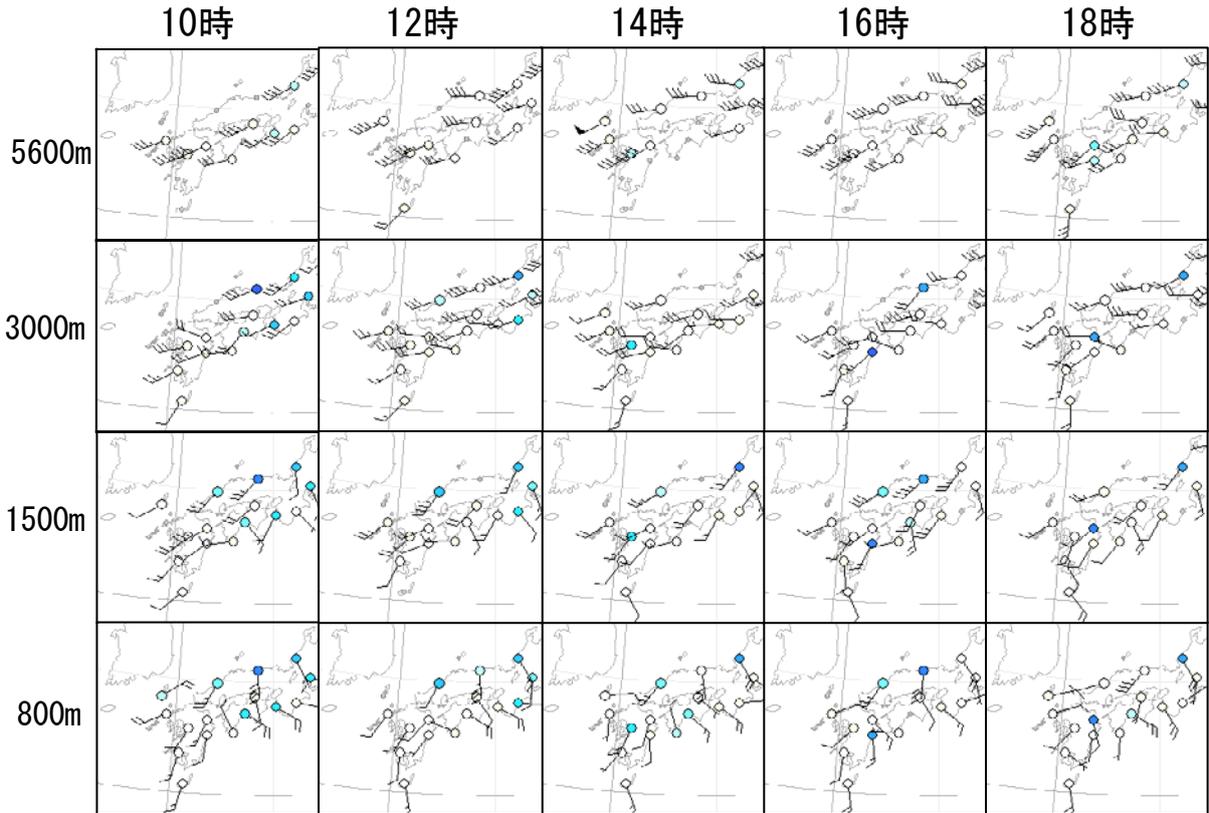
第11図 流跡線 (FT=3から12まで、高度600mより追跡)

た低相当温位気塊による衰弱効果も加わって急速に衰弱。

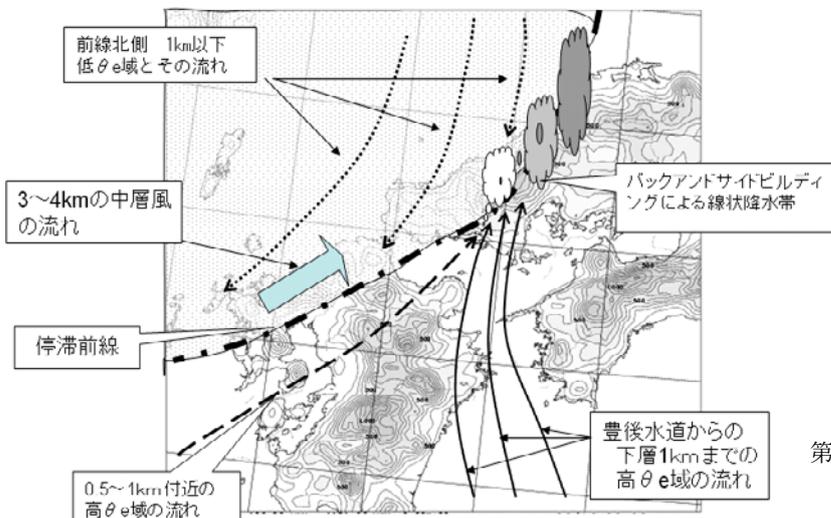
(6) まとめ(第13図)

観測結果と、JMANHMの結果から、(1)豊後水道からの暖湿気流が、山口県北部側から進んできた前線と周防灘付近で収束することで対流セルが発生、(2)対流セルは中層風に流されて、恐羅漢山

を中心とした広島県北西部の山岳地形により強化される過程を確認することができた。今回の事例では、下層風があまり強くなかったため、ウィンドプロファイラによる降水を強化する風の変化を捉えることは出来なかった。しかし、前線南下については、明瞭に風向が変化しており、地上天気図上の前線の補正に使うことが出来ると考える。



第12図 ウィンドプロファイラ平面図 (9月16日 JST)



第13図 模式図

2.3.3 強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明について

熊野 繁明、平井 明宏、斉藤 康博、奥村 賢二(徳島地方气象台)

(要旨)

2008年6月29日未明に発生した線状降水帯により、徳島県南部に局地的な強雨をもたらせた事例について調査を行った。徳島県南部の沿岸部に警報級の大雨を降らせる線状降水帯の発生メカニズムは、温暖前線前面の南東風により流入した、湿った空気が南東斜面により上昇し、温暖前線面を上昇する南西風との重なりによって形成・発達させるバックアンドサイドビルディング型(以下BSB型)が知られている。今回の徳島県南部の海岸線に沿って発生した線状降水帯との共通点を確認し、気象庁非静力学モデル(以下JMANHM)を用いた解析・調査を行った。

(1) はじめに

今回の調査では2008年6月29日未明に発生した徳島県南部の線状降水帯を調査対象とし、JMANHMにより再現実験を行った。

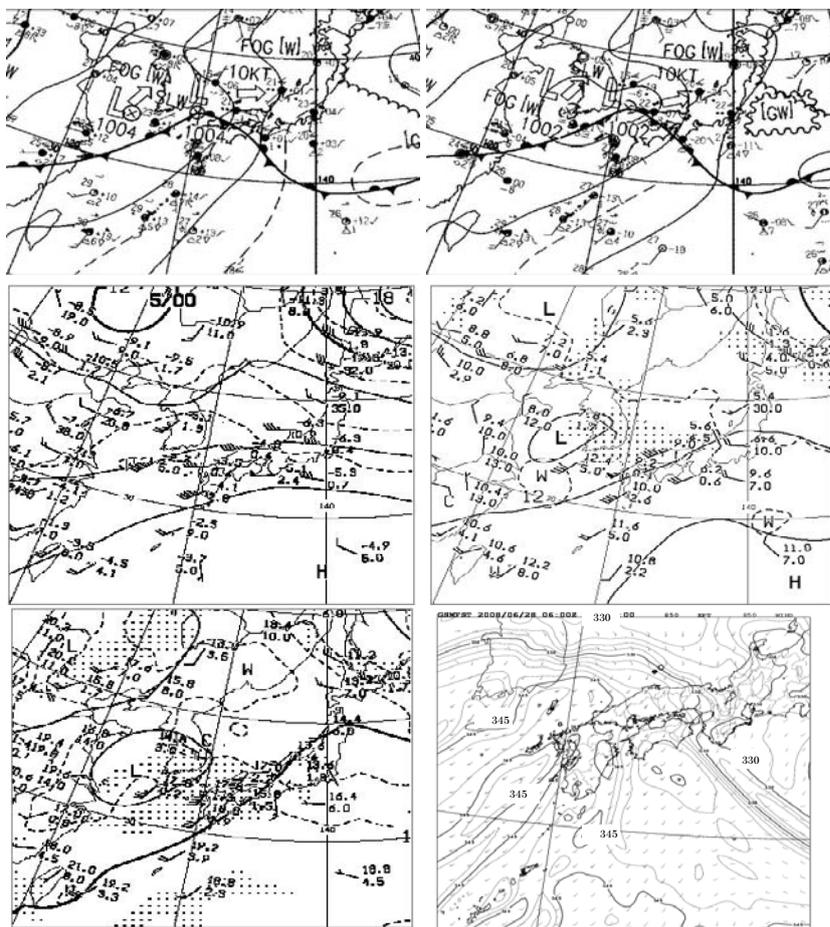
(2) 事例解析

(2.1) 総観スケールの特徴

(第1図)

山陰沿岸を東北東進する低気圧からのびる温暖前線が四国付近を通り、南海上にのびている。また、日本の東海上にある太平洋高気圧の縁に沿って、湿った空気が流れ込みやすい気圧配置となっていた。

28日21時の500hPa面の西日本付近はリッジに覆われ、南海上には太平洋高気圧があり、南西の流れが卓越する。700hPa面および850hPa面はともに、日本海の前線に向かって南西風が流入し、



第1図 総観スケールの特徴

上段左：6月28日21時地上天気図 上段右：6月29日03時地上天気図
 中段左：500hPa天気図(28日21時) 中段右：700hPa天気図(28日21時)
 下段左：850hPa天気図(28日21時) 下段右：28日21時850hPa相当温位予想

28日15時の850hPaのT=06では340K以上の相当温位の流入を予想していた。

(2.2) 当初の予想

総観スケールの予想から、温暖前線は停滞することなく、強い南東風の流入する予想もないことから南東斜面での大雨の可能性は低いと判断した。

四国付近は暖域内の南西の風が30kt前後で南西斜面中心の大雨となりやすいパターンで、徳島県では「三好」「那賀・勝浦」付近での大雨になると予想していた。

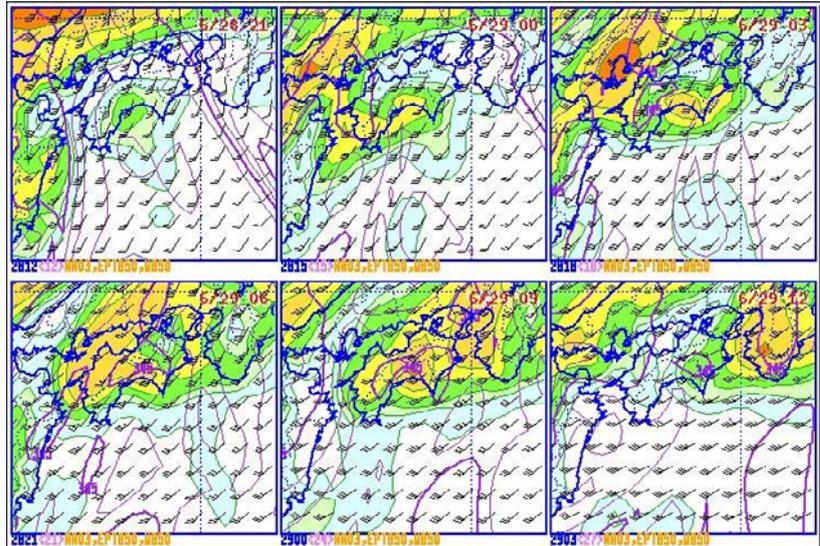
(3)各観測資料による線状降水帯の解析

(3.1)レーダー観測およびアメダス観測値 (第3図、第4図)

29日00時:土佐湾で発生・発達するテーパリング状の雲域の東端が、徳島県にかかり始めるが南東斜面に沿っての強いエコーは観測されていない。

29日01時~02時:土佐湾では帯状の降水帯が形成され、高知県東部の南西斜面にのび大雨を降らせた。徳島県南部でも所々で強い雨を観測し始めたが、まだ線状降水帯の形成はない。

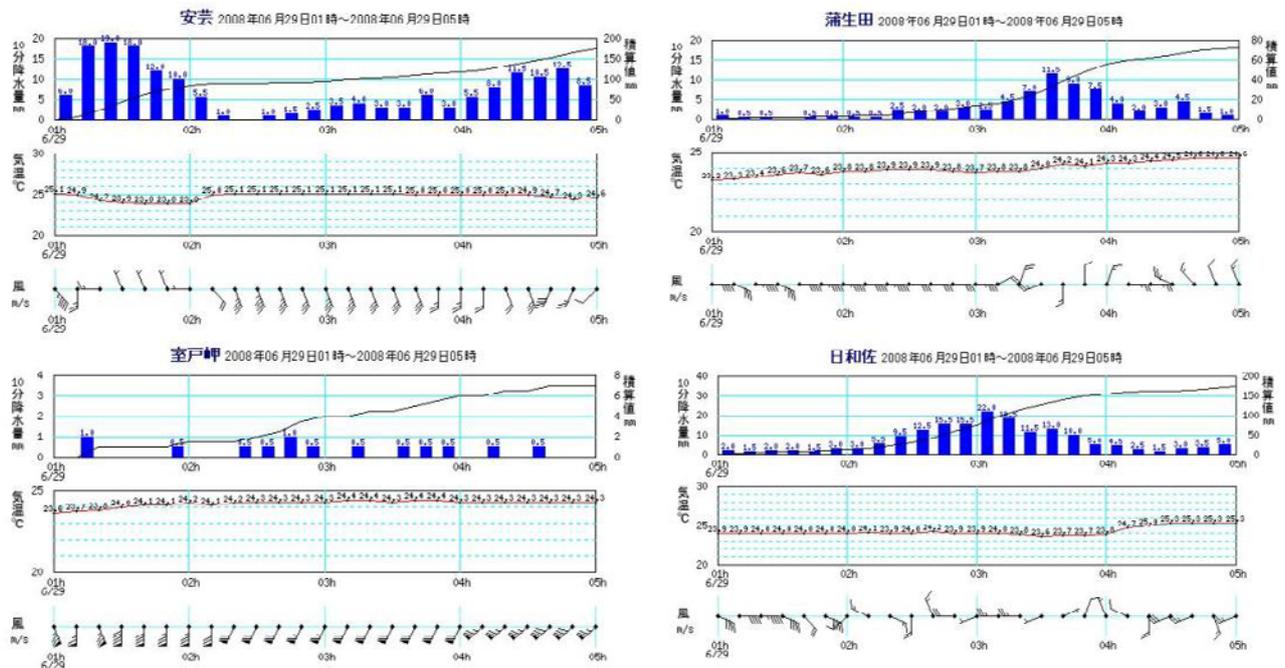
29日03時~04時:土佐湾からのびてくる降水帯の一部と徳島県南東部の海岸線に沿って北上する降水帯が合流し、徳島県南部の海岸線に沿って線状の強雨域を形成した。この線状降水帯を気象レーダーデータ共有装置(RISS)を用いて強雨域に沿った断面図で見ると、地上1,000mから3,000m付近で反射強度50dBZ以上の高い値を示し、北東進している。地形の影響については土佐湾からのエコーと重なる



第2図 当初の予想(28日09時初期値)
28日21時から850hPa風向風速、相当温位予想と3時間降水量予想図

ため判断が難しい。

03時30分の解析雨量では1時間130ミリの降水量となった。アメダスの日和佐では04時に80ミリの1時間降水量を観測した。アメダスの日和佐・蒲生田の風向は東の風から線状降水帯による強雨を観測後は西よりの風となったが、急激な変化ではなかった。室戸岬では、南南東の風から次



第3図 6月29日01時から05時のアメダス時系列図
(上から10分間降水量と積算降水量、気温10分値、風向風速10分値)
上段左:安芸 上段右:蒲生田 下段左:室戸岬 下段右:日和佐

第に南西に変わり、風速は 15m/s 前後と強い。また、室戸岬のドップラーレーダーによる観測で、海岸線に沿ったメソサイクロンが検出された。

(3.2) 高層観測および WPR (第 5 図)

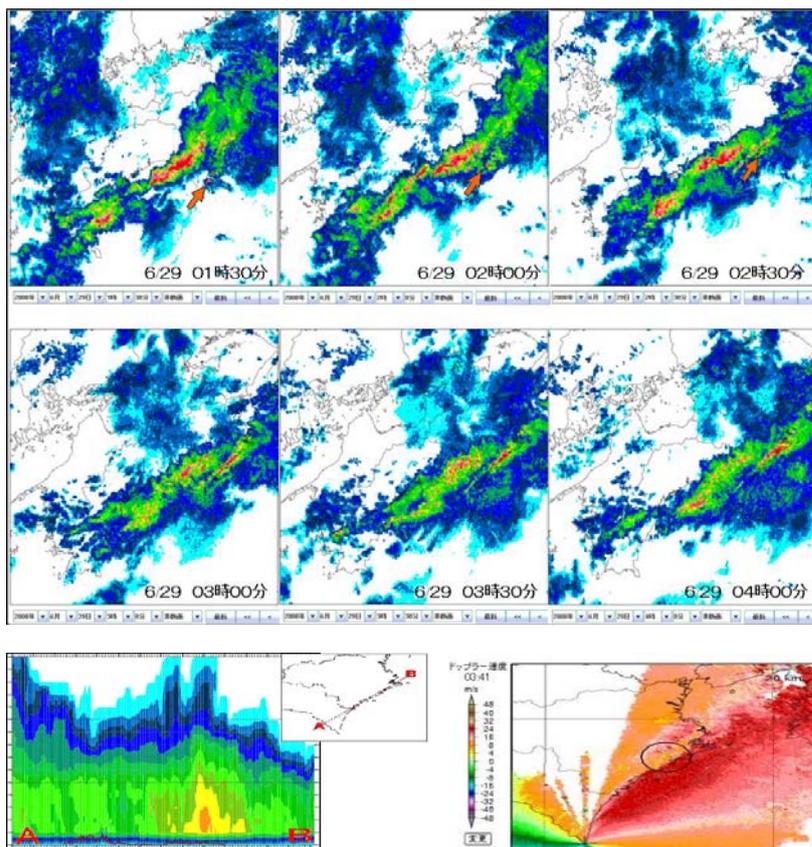
28 日 21 時の潮岬のエマグラムでは、東海上の高気圧の後面流が流入して 850hPa 付近までは弱い南東から南南東風が観測されている。800hPa 付近と 700 から 500hPa 付近にやや乾燥した層が見られ、風向も次第に西よりとなっている。29 日 09 時では、暖域内に入り各層とも湿潤空気に覆われ、風向は南西から西となっている。

WPR の高知では 29 日 00 時頃メソ擾乱の通過によると思われる 2,000 m 付近までの南東～南の風が南西の風へ変化した。29 日 01 時以降は 5,000m 付近まで南西の 40kt 前後の風で、鉛直シアはほとんど見られない。和歌山美浜では 29 日 04 時頃まで下層(1000m 付近)に 30kt 前後の南東風の流入が続いている。

(3.3) 衛星 (SATAID) および数値予報資料(第 6 図)

29 日 00 時の衛星 (赤外) 画像では、土佐湾と足摺岬に発達した雲域があり東進している。02 時の衛星 (赤外 4 や差分 2) 画像では、線状降水帯に対応した雲域が徳島県南部の沿岸に沿って現れ、04 時にかけてゆっくりと東進した。この雲域の輝度温度は -60°C 以下で、その北側の「那賀・勝浦」付近や紀伊水道は -20°C 前後となっており温度差が非常に大きい。また、「海部」付近の時系列図によると、03 時頃 500hPa 付近を+渦の極大域が通過し、その後面の 700hPa 付近は相対的な乾燥 ($T-T_d > 3$) を予想していた。最盛期付近の断面図からも中層は下層に比べて相対的に乾燥している。

数値予報資料では、下層に強い暖湿気の流入 (850hPa で相当温位 340K 以上) を予想しているが、四国付近での温暖前線の停滞や、強い南東風は予想されていない。暖域内の南西風 (850hPa で



第4図 レーダーによる観測

上・中段：6月29日01時30分からの30分間隔レーダー画像
下段：03時30分頃のレーダー断面図とドップラー速度

30～40kt) の流入により、高知県の南西斜面を中心に3時間で80ミリ前後の降水は予想していた。

(4) JMANHM による再現(第 7 図)

5 km 格子の 6 月 28 日 18 時を初期値として、2 km 格子の 28 日 12UTC 初期値をネスティングし、28 日 23 時～29 日 06 時までの地上風と1時間降水量、925hPa の風、950hPa の相当温位をそれぞれ再現させた。

地上は、23 時～00 時にかけて土佐湾付近のメソ的擾乱や降水域は概ね再現されているが、実況にはない室戸岬の南側の強雨域が表現されている。01 時～02 時にかけて発達しながら次第に線状となる土佐湾の強雨域は、実況ではほとんど移動しないのに対し、JMANHM では南東方向への移動が速い。03 時～04 時にかけて、室戸岬の北付近の降水域は実況との対応は良好だが、徳島県南部の降水域は、実況では海上の南よりの風が強いため、海岸線に沿ってのびているのに対し、JMANHM では南

西風が強いため、降水域は東方向にのび、地上にはかからない。JMANHM で再現された降水域が海岸線に沿ってのびると仮定してみると、線状降水帯は実況とほぼ一致した所に発生する。05 時以降の降水域は、実況ではメソ的擾乱が発生しているため、ゆっくり東進するのにに対し、JMANHM は風速のシアがある程度で、停滞することなく、徳島県南部沖を東へ移動した。

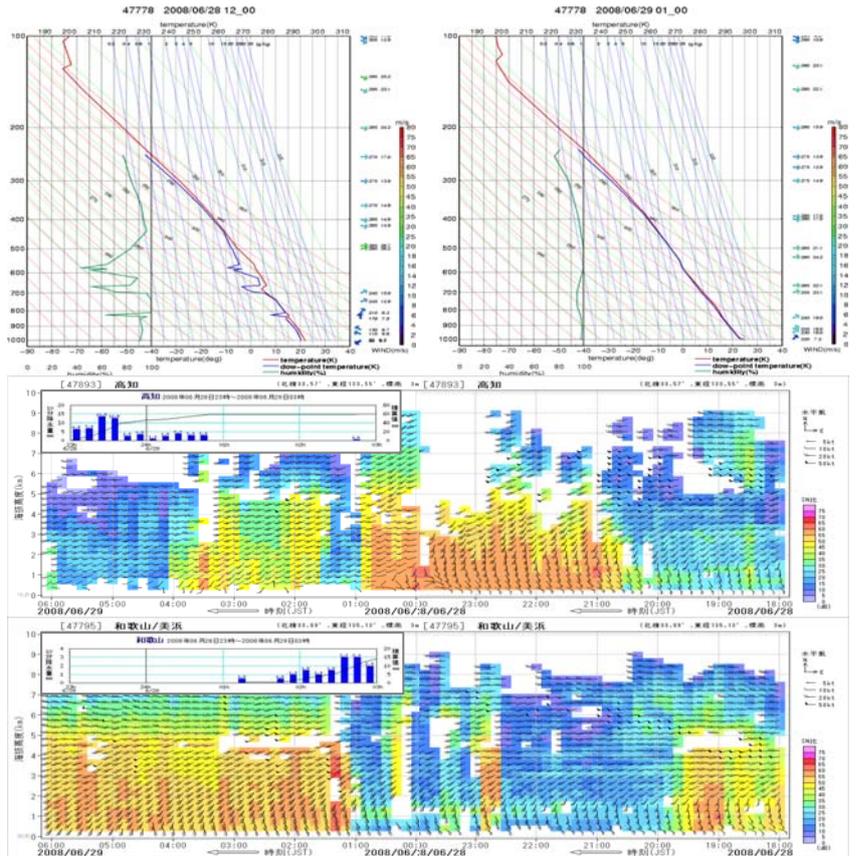
925hPa の風を見ると、23 時の土佐湾から室戸岬にかけての南東風と南西風のシアが、03 時にかけて徳島県南部を北東進し、シア後面は実況と同様に 50kt 以上の南西風が吹いている。シア前面は、実況では 50kt 近い南風が吹いていたのに対し、JMANHM では数値予報と同様に 20kt 前後の南東風であった。これにより降水域の東進速度が速くなり、南東斜面への降水域の定着がなかった要因と考えられる。

相当温位の断面図では、南海上の 900hPa 以下の層には 350K 以上の高相当温位が流れ込んでいる。地上シアの北側には低相当温位域があり、冷気の滞留が再現されている様に見える。高相当温位域が低相当温位域に乗り上げるような形で、相対的に乾燥した中層 (800~500hPa) を上昇している。

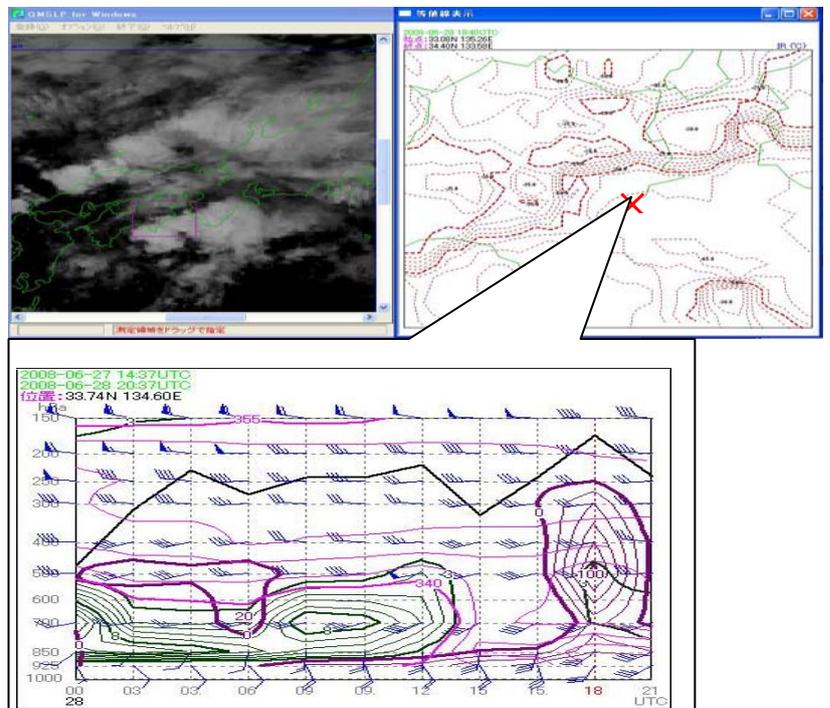
(5) まとめ

今回の事例は、徳島県南部の南東斜面に沿ってのびる線状降水帯を発生・持続させるこれまでの知見(①強い下層への暖湿気の流入。②気塊を上昇させる地形。③中層への乾燥気塊の流入などの影響)と同様の BSB 型の現象であった。

JMANHM による再現では、徳島県



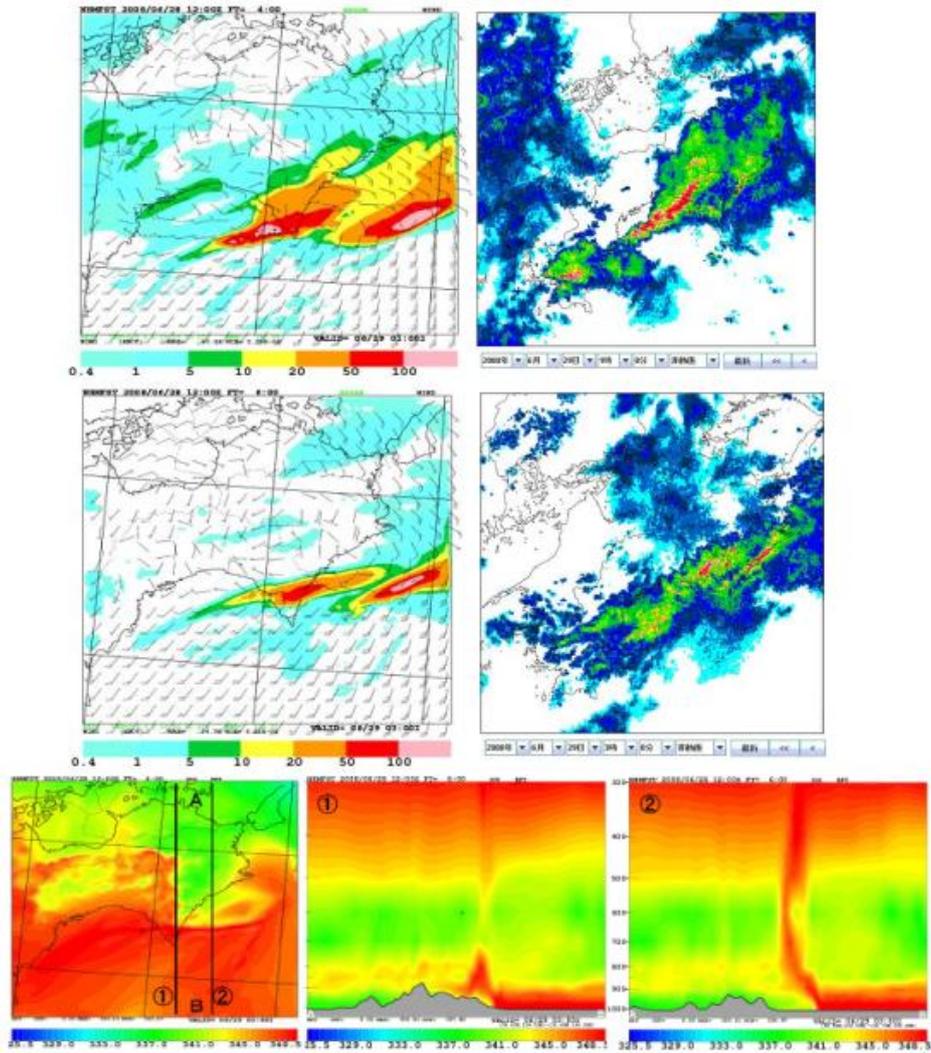
第5図 高層観測および高知・和歌山/美浜のWPR
 上段は潮岬エマグラム 左: 28日21時 右: 29日09時
 中段: 高知、下段: 和歌山/美浜の28日18時から29日06時のWPR時系列
 図



第6図 衛星 (SATAID) 観測
 上段左: 29日03時衛星赤外面像 上段右: 左図□の等値線表示(°C)
 下段: 上段右図×地点の時系列図(紫: 相当温位 緑: T-Td>3°C)

南部の線状降水帯は陸上ではなく海上に発生した。位置ずれは顕著であったが、発生タイミングや強度は比較的良好に再現されていた。線状降水帯の発生は 500hPa の+渦の入るタイミングや強雨

域の合流、冷気の滞留などとも合致している可能性が高いことを念頭において、今後の現業作業を行う必要がある。



第7図 JMANHMによる再現と実況との比較および相当温位断面図
 上段：29日01時 中段：29日03時のJMANHM地上降水域再現図(左)とレーダー実況図(右)
 下段左：850hPa相当温位平面図(29日03時) 下段中：左図①線断面図 下段右：左図②線断面図

2.3.4 上記以外の線状降水帯のまとめ

瓜生 由明、神例 孝典、東 克彦、末永 和貴、菅原 道智(広島地方気象台)

a. 線状降水帯の様相についての共通する特徴

第2.1章の「近畿地方中部の線状降水帯」と第2.2章の「日本海側から南下する線状降水帯」以外の線状降水帯として、「広島地方気象台の2006年9月16～17日の事例」、「和歌山地方気象台の2006年9月6～7日の事例」、「徳島地方気象台の2008年6月29日の事例」の解析を行った。各事例の共通する特徴として、前線の向きにかかわらず、南西から北東に伸びる降水帯となっていることである。エコーの動きは北東方向で、収束線上にセルが次々に発生し、発達、衰弱を繰り返している。このため、1時間雨量が警報クラスの降水が数時間続き、総雨量も多くなった。

b. 各事例に共通する発生原因

各事例とも、動きの遅い前線近傍で発生した線状降水帯であることである。3事例は共に元々、南側が開けた暖気が流入しやすい地形であることから、大雨の発生しやすい環境である。加えて、系の動きが遅かったため、事象発生前後での前線の動きは遅くなっていた。このため、バックアンドサイドビルディング型の線状降水帯が形成されやすい場となっていた。具体的には、①1km以下の下層で南東から南南西の暖湿気の継続した流れ込み、②前線や地形を原因とした収束線の形成、③エコーを流すための地形や前線に沿った南西から西南西の中層風などがあげられる。他に和歌山・徳島の事例では、中層乾燥域の影響も示唆している。なお、積乱雲からの冷氣外出流については、降水帯強化の主要因とはしていない。

c. 各事例に共通する予測可能性

予測可能性については、各事例に共通するものは無いが、それぞれの事例についての予測可能性を以下に述べる。

- ・ 広島地方気象台の2006年9月16～17日の事例

(第1図(a))

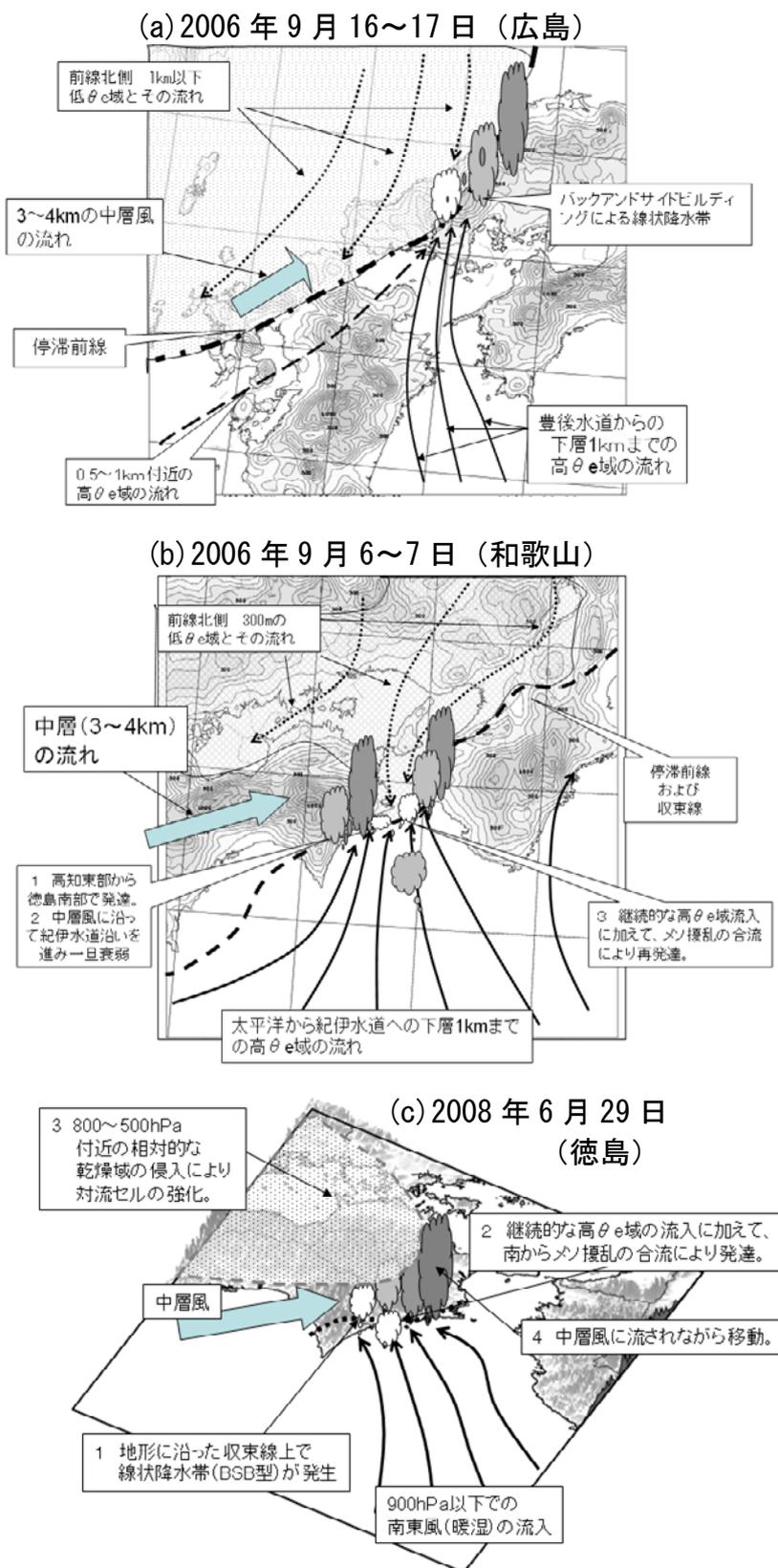
- ・ 総観場において、台風が東シナ海にあり、日本海の前線に向かって暖湿気が入っていた。
- ・ 豊後水道で収束しやすい南南東から南南西の1km以下の暖湿気流の継続的な流入。
- ・ 中国山地を超えない程度の北からの最下層寒気が入り、収束帯ができること。
- ・ 中層の流れが中国山地に沿って吹いていることが必要であると推測される。

- ・ 和歌山地方気象台の2006年9月6～7日の事例 (第1図(b))

- ・ 紀伊水道で収束しやすい南南東から南南西の1km以下の暖湿気流の継続的な流入。
- ・ 瀬戸内側に寒気があり暖気側との収束が明瞭であること。
- ・ 南西－北東の収束線が紀伊水道で持続すること。このためには動きの遅い総観場の中、前線が停滞することが必要。
- ・ 中層の乾燥域が流入することが必要であると推測される。

- ・ 徳島地方気象台の2008年6月29日の事例 (第1図(c))

- ・ 前線の影響で下層の強い暖気が持続して徳島県南部の南東斜面に指向していること。
- ・ 中層の乾燥域が流入することが必要であると推測される。



第1図 (a)2006年9月16~17日(広島)、(b)2006年9月6~7日(和歌山)、(c)2008年6月29日(徳島)の概念モデル。

2.4 その他の降水帯や降水系

2.4.1 2007年8月22日の鳥取県東部の線状降水帯について

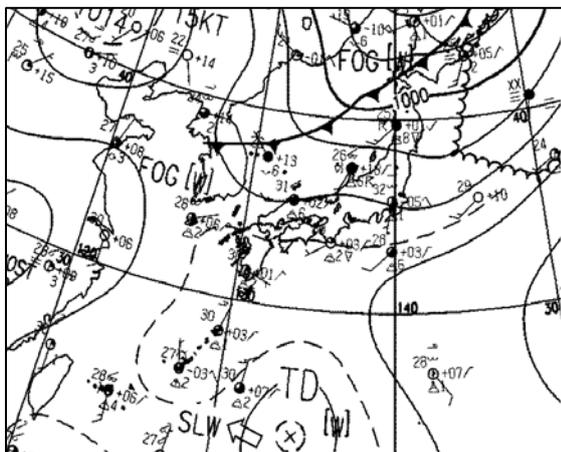
寺尾 克彦、矢尾 信嗣、若狭 剛史、古田 圭、神谷 洋輔、
長谷川 和美、河崎 浩志、米井 達也(鳥取地方气象台)

(要旨)

2007年8月22日鳥取県東部で線状降水帯が発生し局地的に1時間80ミリを超える猛烈な雨が降った。この線状降水帯は、対流セルが降水帯の先端の三国山付近で地形による強制上昇や下層の冷氣塊によって発生し、中層の風によって東に流され、海上からの暖気が線状降水帯の冷氣外出流と収束し降水帯に沿って上昇して降水帯を維持させていた。この線状降水帯は、「バック アンド サイド ビルディング型」と呼ばれるタイプであった。



第1図 八頭地区周辺の地形図。 国土地理院発行の数値地図250mメッシュ(標高)を利用。
(図中の●は気象官署、●はアメダス、■は鳥取県の観測所、★は鳥取のWPRを示す。)



第2図 地上天気図(2007年8月22日9時)

(1) はじめに

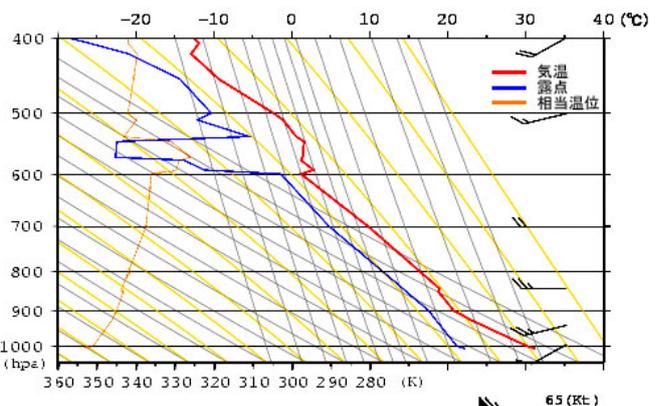
2007年8月22日に鳥取県東部八頭地区で発生した線状降水帯により、鳥取県による雨量観測で19時までの1時間に86ミリの猛烈な雨が降った。この事例について、アメダスや鳥取県の観測データ、レーダーエコー、ウィンドプロファイラ(以下WPR)、ミニスーパー版非静力学モデル(以下JMANHM)、再解析データ(以下JRA-25)などを用いて、大雨の経過を解析し、線状降水帯の構造や維持機構、雨量の概算について調査した。

八頭地区周辺の地形及び観測点の位置を第1図に示す。三国山の標高は約1200mである。

(2) 総観場

22日9時の500hPa面天気図では、朝鮮半島付近に、 -5°C のサーマルトラフがあった。地上天気図(第2図)では、サハリン付近にある低気圧からのびる寒冷前線が、北海道から日本海を通り朝鮮半島に達していた。850hPa面天気図では、日本海の寒冷前線は 15°C 線付近に対応しており、前線の南側では西から暖湿気塊(米子の相当温位340K)が流入していた。日本海の寒冷前線はゆっくり南下し、23日明け方に中国地方を通過した。

22日9時の米子のエマグラム(第3図)では、925hPaから600hPa付近までは湿数 5°C 以下となり比較的湿潤で、相当温位は上空ほどやや低く対



第3図 米子のエマグラム(2007年8月22日9時)

流不安定であった。また、550hPa 付近は乾燥していた。持ち上げ凝結高度は、883hPa で約 1200m、自由対流高度は 809hPa で約 2000mであった。

(3) 線状降水帯の概要

鳥取県東部に 17 時から 19 時にかけて発生した東西にのびる線状降水帯は、三国山付近から東に約 50 km、南北の幅が約 10 km の降水帯であった。この降水帯では、対流雲が東西に複数並んで東進していた。

また、この降水帯は、日本海にある寒冷前線の南側に離れて存在しており、寒冷前線が日本海を南下するものの、この降水帯は、ほぼ停滞していた。

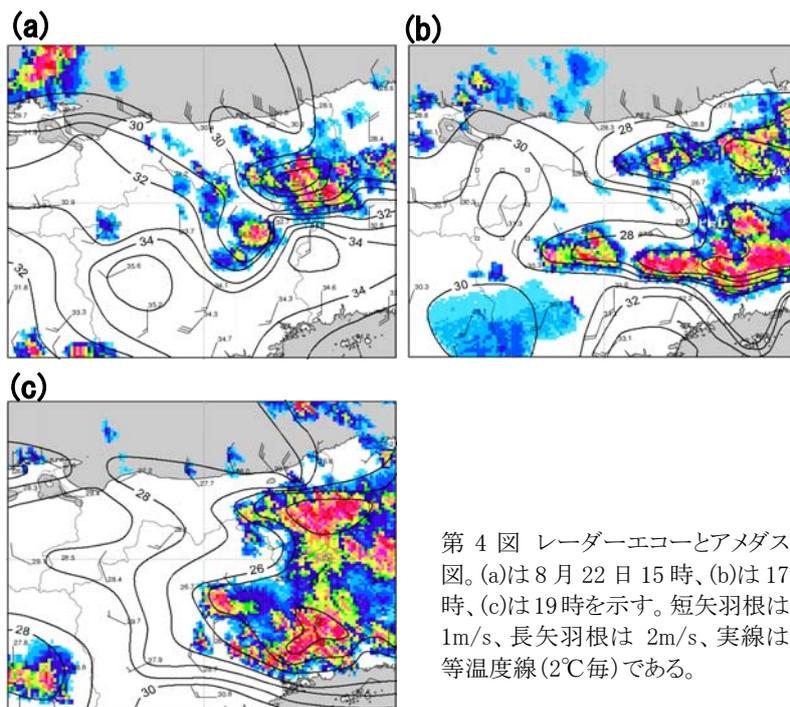
(4) 局地解析

(4.1) 線状降水帯発生前 (12 時から 15 時)

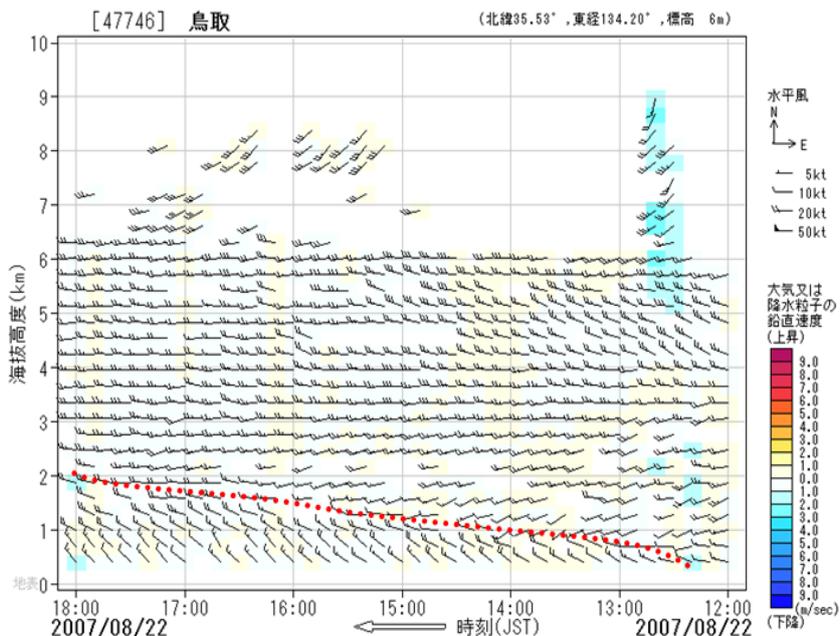
日射の影響で地上気温が昇温し海風の収束が中国山地に形成され、22 日 13 時過ぎに岡山県北部に発生した強雨域は、14 時から 15 時にかけて八頭地区に移動した。このため、八頭地区付近の降水による冷気層の発生により、その北側と南側の気温差の大きい場所の 28℃線付近に降水域が発生した(第 4a 図)。鳥取の WPR (第 5 図) では、地表面付近の風は 12 時頃に西北西風になり、時間の経過と共に西南西の風から西北西の風になる高度が徐々に上昇していった。客観風解析の 925 hPa 面では、14 時で能登半島付近から若狭湾にのびるシアアがあり、その西側の鳥取県東部と兵庫県北部に西北西風が入っている。15 時の JRA-25 の 925hPa 面では、中国地方に 348K の高相当温位が入っており、海上から入るこの西北西の風は、相当温位が高いといえる。

(4.2) 線状降水帯発生 (16 時から 17 時)

鳥取空港の風は、15 時 50 分に西北西から北西の風に変わった。16 時、鳥取の WPR では、西北西風の層が地上から 1500m 付近まで上昇し、風速は 15 から 20kt であった。3000m から 6000m 付近の中層は、西風で約 25kt (≒45km/h) であった。15 時 30 分から 17

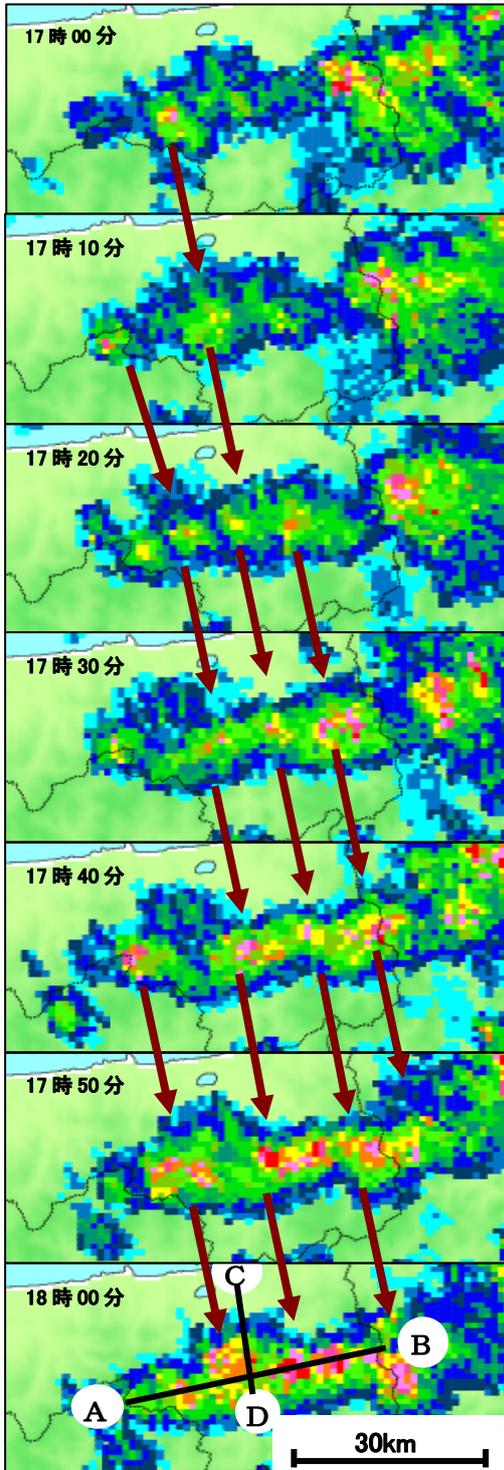


第 4 図 レーダーエコーとアメダス図。(a)は 8 月 22 日 15 時、(b)は 17 時、(c)は 19 時を示す。短矢羽根は 1m/s、長矢羽根は 2m/s、実線は等温度線(2℃毎)である。



第 5 図 2007 年 8 月 22 日 12 時 00 分から 18 時 00 分までの鳥取の WPR。点線はシアアを示す。

時 00 分のレーダーエコーを見ると、三国山の西(風上側)で対流雲が発生し、中層の西風によって次々に東に移動している。降水域の付近の郡家と沿岸側の鳥取の気温差は、17時で1.8℃であった(第4b図)。



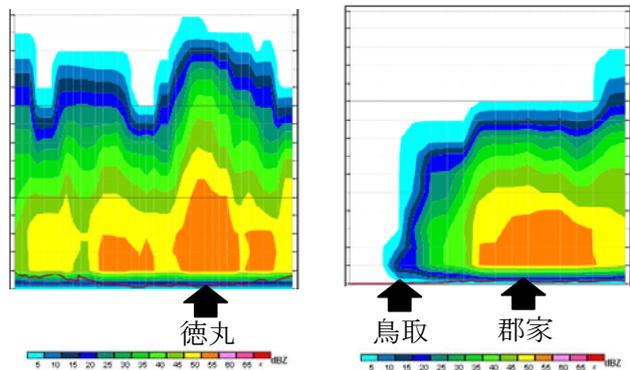
第 6 図 レーダーエコーの時系列図(2007 年 8 月 22 日 17 時 00 分から 18 時 00 分)。矢印は、個々の対流雲の移動を示す。

17 時 20 分頃対流雲は八頭地区で線状に並んだ。

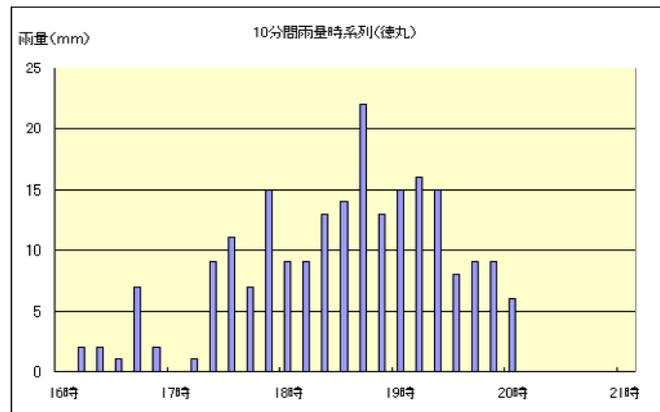
(4.3) 線状降水帯継続期 (17 時から 19 時)

第 6 図は、八頭地区の 10 分間隔のレーダーエコー時系列図である。降雨域の動きを見ると、三国山の東で発生した対流雲は、西から東に移動している。17 時 10 分から 18 時 00 分に移動した距離は約 30km で、約 35km/h であった。雨雲が次々と三国山付近から東に流される中、17 時 20 分には線状降水帯の途中で対流雲が発達し東進している(左側の矢印のエコー)。18 時 00 分の徳丸を通る東西の断面図(第 7 図左図)を見ると 4 つの対流雲が並んでいる。徳丸の 10 分間雨量を第 8 図に示す。17 時 20 分から 19 時 30 分では、10 分間で約 10 ミリから 15 ミリの強雨が続き、18 時までの 1 時間雨量は 52 ミリとなった。18 時、郡家(25.8℃)と鳥取(28.9℃)気温差は、3.1℃となっている。18 時の鳥取と郡家を結んだ南北方向の断面図(第 7 図右図)では、郡家側に背の高い対流雲がある。

一方、18 時で岡山県北部の対流雲の一部が北東



第 7 図 18 時 00 分の断面図。左図: 第 6 図中 A から B。右図: 第 6 図中 C から D。



第 8 図 徳丸における 10 分間降水量の時系列(2007 年 8 月 22 日 16 時 00 分から 21 時 00 分)

進し、19時には線状降水帯と合併し(第4c図)、徳丸では、19時までの1時間雨量が86ミリとなった。19時までの1時間の解析雨量では、八頭町で90ミリとなった。

(4.4) 線状降水帯衰弱期 (20時から21時)

19時30分鳥取の風が南東に変わった。日本海の寒冷前線が沿岸に近づき、20時鳥取のWPRの下層の風が西風に変わった。降水域は、鳥取付近にあるものの、20時10分鳥取空港の風も南東に変わり、収束域と対流雲の位置が離れ、対流雲は衰弱した。

(5) 数値モデルによる解析

(5.1) JMA-NHM 環境設定

実験1:8月22日09時を初期値として格子間隔5kmで計算し、更に計算された5km格子の12時を初期値として格子間隔2km、雲物理過程のみで計算した。

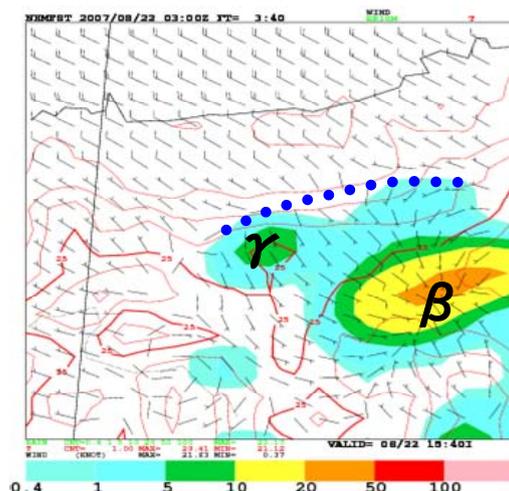
実験2:実験1と同じ5km格子の12時を初期値として格子間隔2km、雲物理過程のみで、蒸発を考慮しない設定で計算した。

(5.2) 再現実験結果

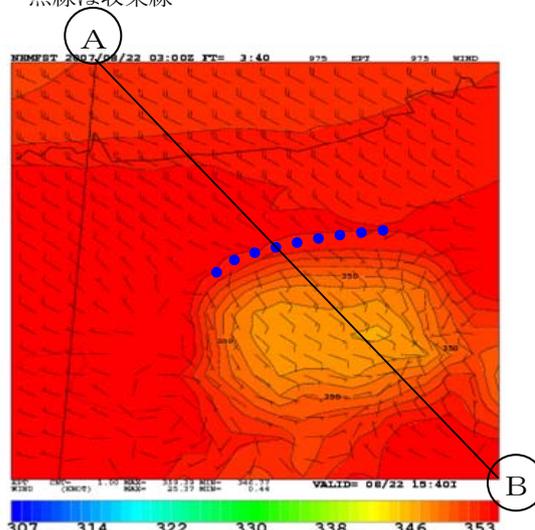
(5.2.1) 実験1

実験開始から1時間20分後、海風収束による降水域が中国山地で発生し始める。3時間後(15時)から5時間後に三国山から東に流される降水域を再現できたが、実況では、16時ごろから降水域が発生しており、実況より再現時刻は早かった。

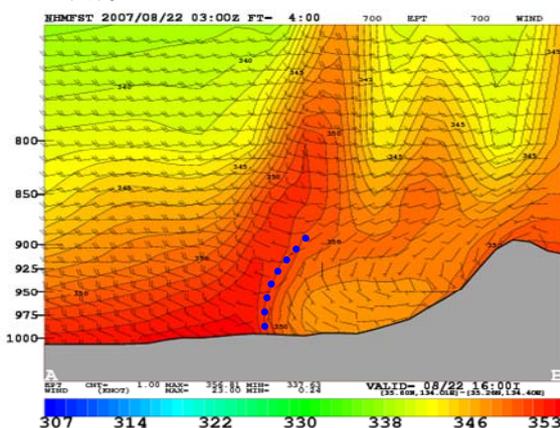
詳しく見てみると、2時間後、日収束による降水域が八頭地区に表現されている。一方、2時50分後西から流れてきた弱い降水域が地上収束のない三国山の北側で強まった。3時間後から3時間30分後では、降水域βが三国山付近から東に移動している。また、975hPa面では降水域β付近に低相当温位域が現れエリアを広げている(図略)。3時間40分後、地上では降水域の北側に北西風と南東風の収束線が発生している。この収束線の南側に強雨域γが発生している(第9図)。また、975hPa面でも相当温位の集中帯の北側に北西風と南東風の収束線が発生している(第10図)。強雨域γの最盛期の頃である4時間後の断面図(第11図)を見ると下層では低相当温位が高相当温位の下にもぐりこんでいる。この低相当温位は、気温から冷



第9図 NHM 地表面図(実験1)。3時間40分後:風向風速kt、等気温線、等降水量線、点線は収束線



第10図 NHM975hPa面図(実験1)。3時間40分後:風向風速kt、等相当温位線、点線は収束線。



第11図 NHM断面図(実験1)。第2図のA-Bにそった断面。4時間後を示す。風向風速kt、等相当温位線、点線は不連続面である。

気であり、この冷氣層上面の高さは約 900hPa であった。北西からの暖気がこの冷氣とぶつかり、上空に持ち上げられている。このときの 975hPa の暖気と冷氣の気温差は 2°C であった。また、975hPa 面の海岸付近の風速は 20kt であった。地上の気圧を見てみると強雨域付近に冷氣によってできたメソ高気圧が現れている。5 時間後、地上では雨域と収束線が離れた。975hPa の暖気と冷氣の気温差は 3 度で、断面図を見ると冷氣層が薄くなっている。

成層状態は、下層から 600hPa まで相当温位が低く対流不安定な状態であった。

(5.2.2) 実験 2

4 時間後、地上に強雨域はあるが、気温は下がらなかった。また、975hPa 面では低相当温位域が現れていない。実験 1 では存在した雨滴の蒸発による冷氣が存在していないといえる。

(5.2.3) 流跡線による解析

実験 1 を用いて流跡線解析を行った。第 12a 図は線状降水帯の西側に南北方向に高度 600m にトレーサーを置いたときの 180 から 300 分の流跡線である。日本海側から南東に向かう流れが、線状降水帯付近で上昇し高度 8000m まで達している。第 12b 図は高度 3300m にトレーサーを置いた流跡

線である。一部降水帯に衝突して上昇する流れがあるものの、ほぼ降水帯を迂回する流れとなっている。

(6) 雨量の概算

檜尾による以下の式を使って降雨強度の概算を行った。

$$\rho_t w_t = \frac{U}{Dg} (P_s - P_h) \left\{ q_v \left(\frac{P_s + P_h}{2} \right) - q_v \left(\frac{P_h + P_H}{2} \right) \right\}$$

$$\text{降雨強度} = 3600 \rho_t w_t$$

$\rho_t w_t$: 降水の鉛直下向き流速密度

U : 収束線に垂直に吹き込む暖気の風速

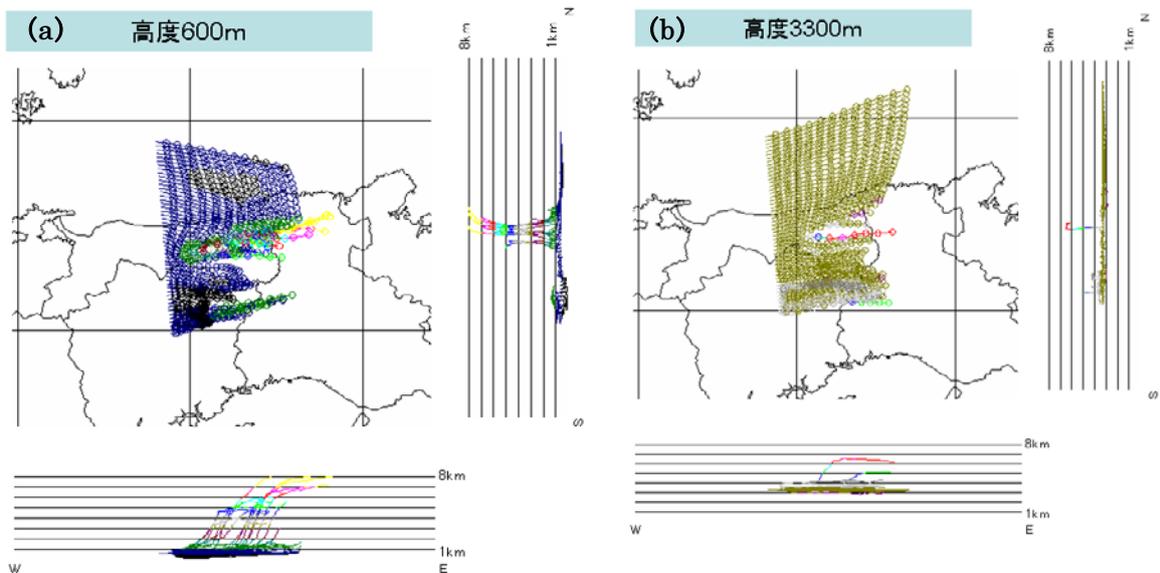
D : 雨が生成される領域の幅

g : 重力加速度 P_s : 地上気圧

P_h : 冷氣層上面の気圧 P_H : 雲頂高度

$q_v(P)$: 気圧 P 面での飽和混合比

冷氣層上面の高さはNHMから900hPaとし冷氣層の厚さは106hPa、降水帯の幅は10km、圏界面の高さは150hPaとした。 q_v はそれぞれ975hPaと500hPaの気温から求めた飽和混合比で22.8g/kgと5.4g/kgを与えた。Uは、975hPaの海岸付近の風速20kt(11m/s)とした。



第 12 図 流跡線 (a) トレーサーを高度 600m に南北に置いた場合の 180 分後から 300 分までの流跡線 (b) トレーサーを高度 3000m に南北に置いた場合の 180 分後から 300 分までの流跡線

この値を式に与えると降雨強度は、74.2mm/h となり、実況値の1時間最大雨量86ミリの近い値となった。

しかし、Uの値を9.5m/sとし、これにつりあうように冷気層の厚さをやや薄く79hPaとすると47mm/hとなる。

このように少しの風速差で雨量が大きく異なることとなる。

(7) 線状降水帯にならなかった事例

2008年9月13日三国山付近で発生したレーダーエコーが、中層の西風によって東に流されたが、レーダーエコーは次々と発生せず、線状に並ばなかった。鳥取のWPRでは、下層では風速は約5ktと弱い。線状に並ばなかった原因は、下層の風速が弱く日本海から下層の暖気が流入する形ではなかったためと考えられる。

(8) 考察

2007年8月22日、寒冷前線が日本海にあって上空に寒気が入り対流不安定な条件の中、日射の影響により海風の収束が形成され13時過ぎ中国山地に降水域が発生した。

再現実験の第9図で示している γ の発生は冷気層と暖気の収束によるものだが、2時50分後に発生した三国山の北側の降水域は、風の収束はなく地形の上昇によるものと考えられる。しかし、実況では鳥取県の西にある大山(標高1715m)付近にはほとんど雨雲が発生していない。このことから、対流セルの発生原因は、地形による強制上昇の他に、下層の冷気塊の影響もあったと考えられる。

以上のことからこの降水帯の特徴を、発生期、発達維持期、衰弱期の3つのステージに分けた概念図で示す。

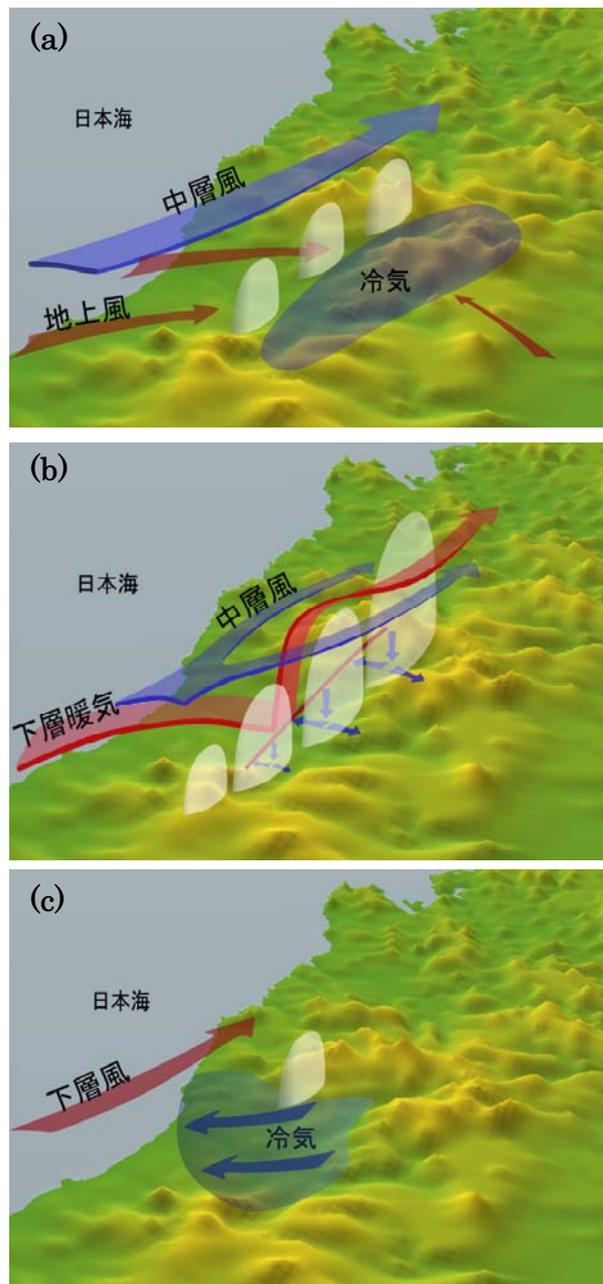
①発生期

日収束により降水域が発生し、降水により発生した冷気と北からの暖気により、気温差の大きい場所が出来て、そこに対流セルが発生する。この対流セルが次第に組織化して三国山付近から東にのびる線状降水帯となった。(第13a図)

②発達維持期

対流セルが降水帯の先端の三国山付近で地形による強制上昇や下層の冷気塊によって発生し、中

層の風によって東に流される。この対流セルが東に移動している間も海上からの暖気が、線状降水帯の冷気外出流と収束し降水帯に沿って上昇して、降水帯を維持させた。強雨域は、収束線の冷気側(南側)に発生した。また、中層の西風は降水対を迂回している。下層の暖気移流が中層の風に直



第13図 概念図 (a) 線状降水帯発生期、(b) 線状降水帯発達維持期、(c) 線状降水帯衰弱期を示す。地形はカシミール3D 数値地図250mメッシュ(標高)を使用。

交していないもののバック アンド サイド ビルディング型と呼ばれるタイプであった。(第 13b 図)

③衰退期は、

下層風が西風となり暖気移流が弱まり、冷気が北に流れ出し、収束線は北に移動した。冷気層の厚みが薄くなり対流雲は衰弱した。(第 13c 図)

また、雨量の概算については、NHMの計算結果を使い気温の項は 975hPa の気温で計算した。しかし、実際の予報作業としてはリアルタイムで 975hPa の気温は把握できない。地上気温の暖気側(鳥取)と冷気側(郡家)の気温差は最大で 4.1 度あった。これを雨量の概算式に代入すると気温差に対して風速弱いため雨量は少なくなってしまう。雨量予測の手法としては、WPR による下層風速の強まりによるおよその概算方法しか見出せなかった。

(9) まとめ

2007 年 8 月 22 日鳥取県東部で発生した線状降水帯について、アメダスやレーダーエコー、ウィンドプロファイラ、ミニスーパー版非静力学モデル等を用いて解析した。この線状降水帯は、対流セルが降水帯の先端の三国山付近で地形による強制上昇や下層の冷気塊によって発生し、中層の風によって東に流され、海上からの暖気が線状降水帯の冷気外出流と収束し降水帯に沿って上昇して降水帯を維持させていた。

三国山付近で雨雲が発生することはしばしば起

こる現象だが、今事例のように三国山から線状降水帯となり大雨となるのは近年では他に例がない。これは、日本海側から下層の暖気が入ることが少なく、冷気の発生する場所や冷気層と風速の釣り合いの条件が重なることがまれであるからだと考えられる。三国山付近から東に流される対流雲が猛烈な雨を降らせるかどうかは、下層暖気の風速の強さが重要な要素であると考えられる。

(参考文献)

- 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, *東京大学理学研究科地球惑星科学専攻博士論文*, 136pp.
- 加藤輝之・瀬古弘, 2005: 突然発生するメソスケール降水系の研究, *気象研究ノート*, **208**, 151-202.
- 加藤輝之, 2005: 地形性メソスケール降水系の研究, *気象研究ノート*, **208**, 97-150.
- 檜尾守昭, 2002: 不連続面と降水に関するメソスケール気象学, *平成 14 年度官署研修配布資料*.
- 檜尾守昭, 1996: 収束線に伴う雨量の概算法, *日本気象学会関西支部四国地区例会講演要旨集*.
- 家藤敦章他, 1998: 高知県における夏期のサブハイ縁辺による不安定降水, *平成 10 年度大阪管区府県気象研究会誌(高知県)*, 611-612.
- 栗原佳代子・他, 2006: 2003 年 7 月 18 日に発生した線状降水帯のメカニズムについて, *平成 18 年度大阪管区気象研究会誌(広島県)*.

2.4.2 2007年8月31日の隠岐の大雨

足立 誠、堀川 和久、濱田 卓二、佐々木 啓壮（松江地方气象台）

(1) はじめに

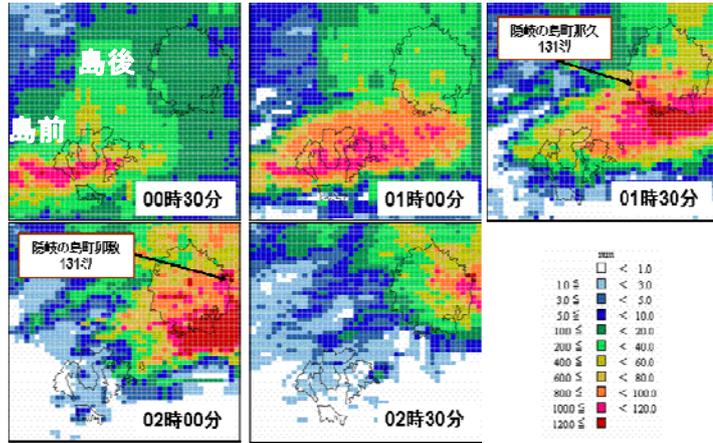
熱帯低気圧から変わった温帯低気圧が2007年8月30日夜から31日明け方にかけて山陰沖を通過した。この影響で隠岐では、30日23時30分から31日02時30分までの間に、隠岐の島町、西ノ島町付近で1時間120ミリ以上、31日01時30分と02時00分には、島根県雨量観測所の、隠岐の島町那久（なぐ）と隠岐の島町卯敷（うずき）で、1時間131ミリの猛烈な雨を観測した（第1図）。

ここでは、この記録的な大雨をもたらした現象について詳しく調査したので報告する。

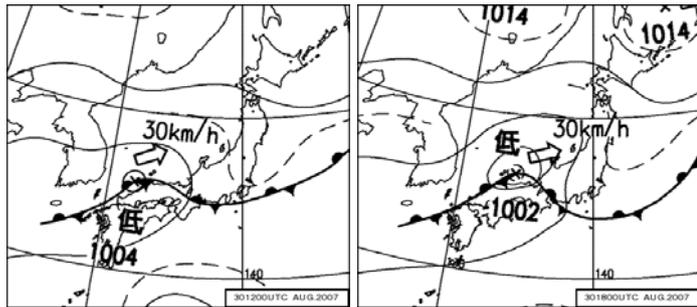
(2) 総観スケールの特徴

第2図に8月30日21時および31日03時の地上天気図を示す。30日21時には熱帯低気圧から変わった温帯低気圧が山陰沖にあり、停滞前線が低気圧の中心から東西にのびている。低気圧は、31日03時には隠岐の東に進み、停滞前線は中国地方から九州北部に進んでいる。

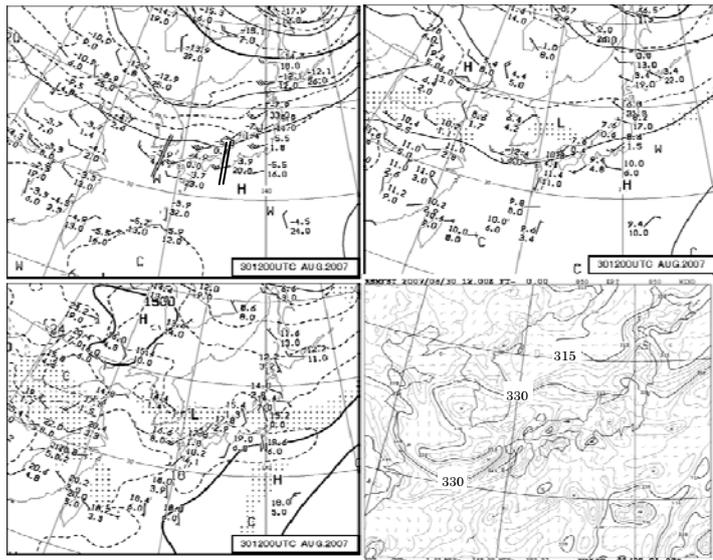
500hPa天気図では、5820gpm沿いの谷が山陰東部と朝鮮半島付近にあり、チェジュ島と福岡の間で明瞭な風向シアが見られる。700および850hPa天気図では、山陰沖に低気圧が解析され、850hPa 福岡・米子では南西20KTとやや強い暖気移流の場となっている。領域解析の850hPa相当温位分布では、東シナ海から九州を経て日本海の低気圧に向かって345K以上の高相当温位の流入が見られる（第3図）。また、浜田、鳥取のウィンドプロファイラを見ると1500m付近で31日03時には浜田鳥取



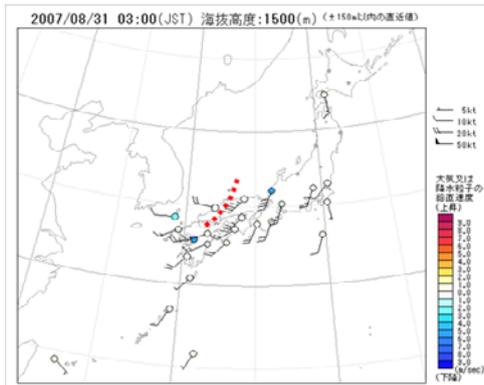
第1図 2007年8月31日00時30分から02時30分までの解析雨量分布図。隠岐の島町那久（なぐ）および、隠岐の島町卯敷（うずき）は島根県雨量観測値。



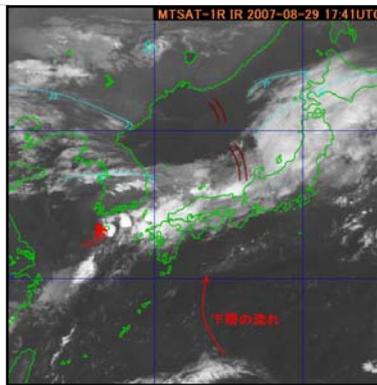
第2図 地上天気図（2007年8月左:30日21時、右:31日03時）



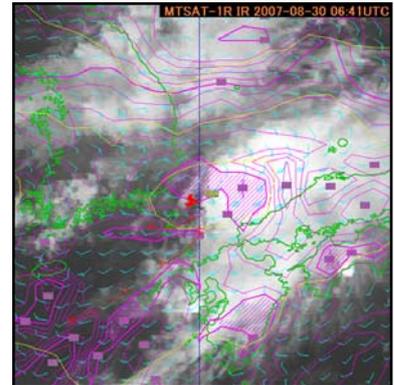
第3図 2007年8月30日21時の高層解析図。左上図:500hPa 右上図:700hPa 左下図:850hPa。右下図:850hPa 領域解析の相当温位分布。



第4図 2007年8月31日03時の1500m付近のウィンドプロファイラ実況値



第5図 2007年8月30日03時の衛星赤外画像による雲解析図



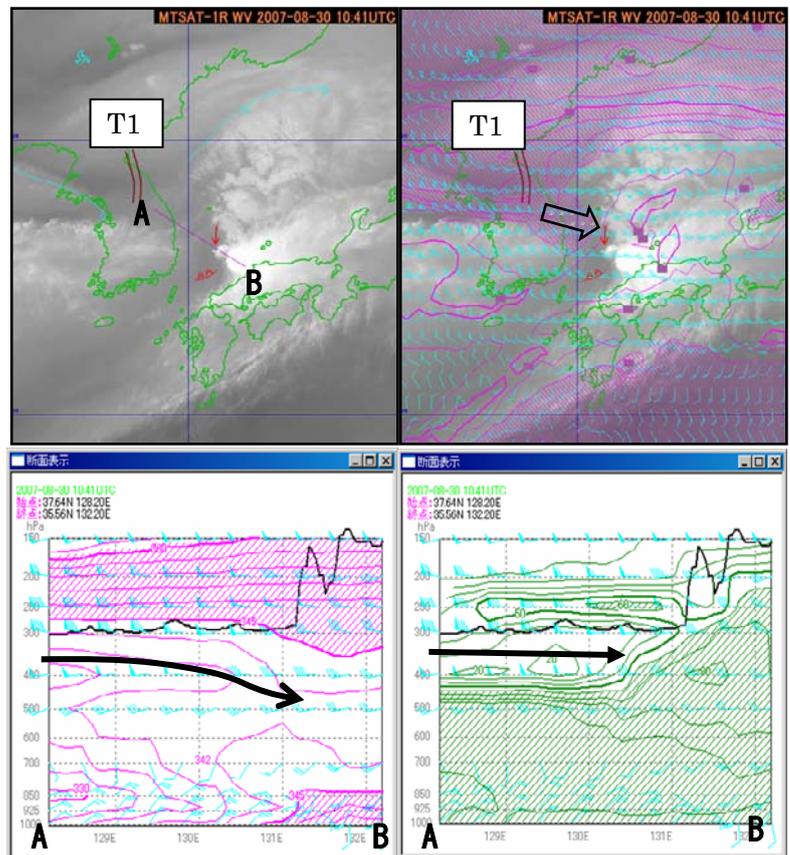
第6図 2007年8月30日16時の衛星赤外画像に850hPaの相当温位(K)と風向風速(KT)を重ねた。(GPVは30日12時イニシャルのMSM、ハッチ部分は $\theta_e \geq 345K$)

間で風向シアーが見られ、寒冷前線位相の通過が考えられる(第4図)。

(3) SATAIDによる衛星雲画像解析

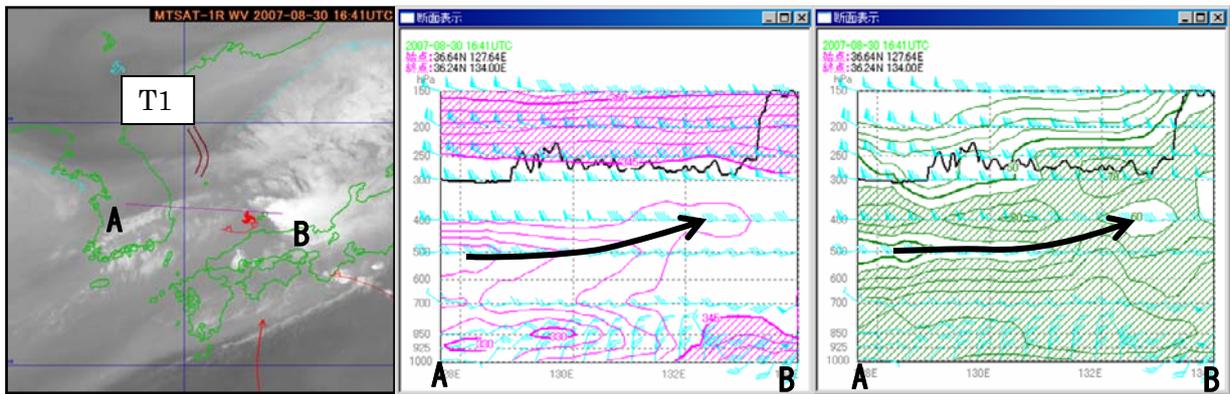
熱帯低気圧は30日03時にはチェジュ島付近にあり東進している。熱帯低気圧に対応する下層渦は次第に積乱雲等の厚い雲域の下に入り、不明瞭化する(第5図)。その後、30日16時以降に対馬付近で下層渦が再び明瞭化する。下層渦の南側では、暖湿流の流入に伴う対流雲列の入り込みが見られる。また、下層渦東側では850hPaで345K以上の暖湿流が流入し、活発な積乱雲が新たに発生している(第6図)。水蒸気画像では次第に暗域の境界の低気圧性曲率が増し、上層トラフT1が明瞭化している。また、トラフ前面のシーラストリークは次第に高気圧性曲率を示している(図略)。

第7図の30日20時の水蒸気画像では、活発な積乱雲域の北西側で、トラフ前面の雲域の南縁付近にある下層渦近傍で新たに発生した積乱雲(矢印付近)が活発化し始めている。この低気圧は30日21時で温帯低気圧化するが、この積乱雲は21時以降更に拡大・活発化しており、GPVデータを重ねると、明瞭化したトラフT1の南側を回り込むように、乾燥した

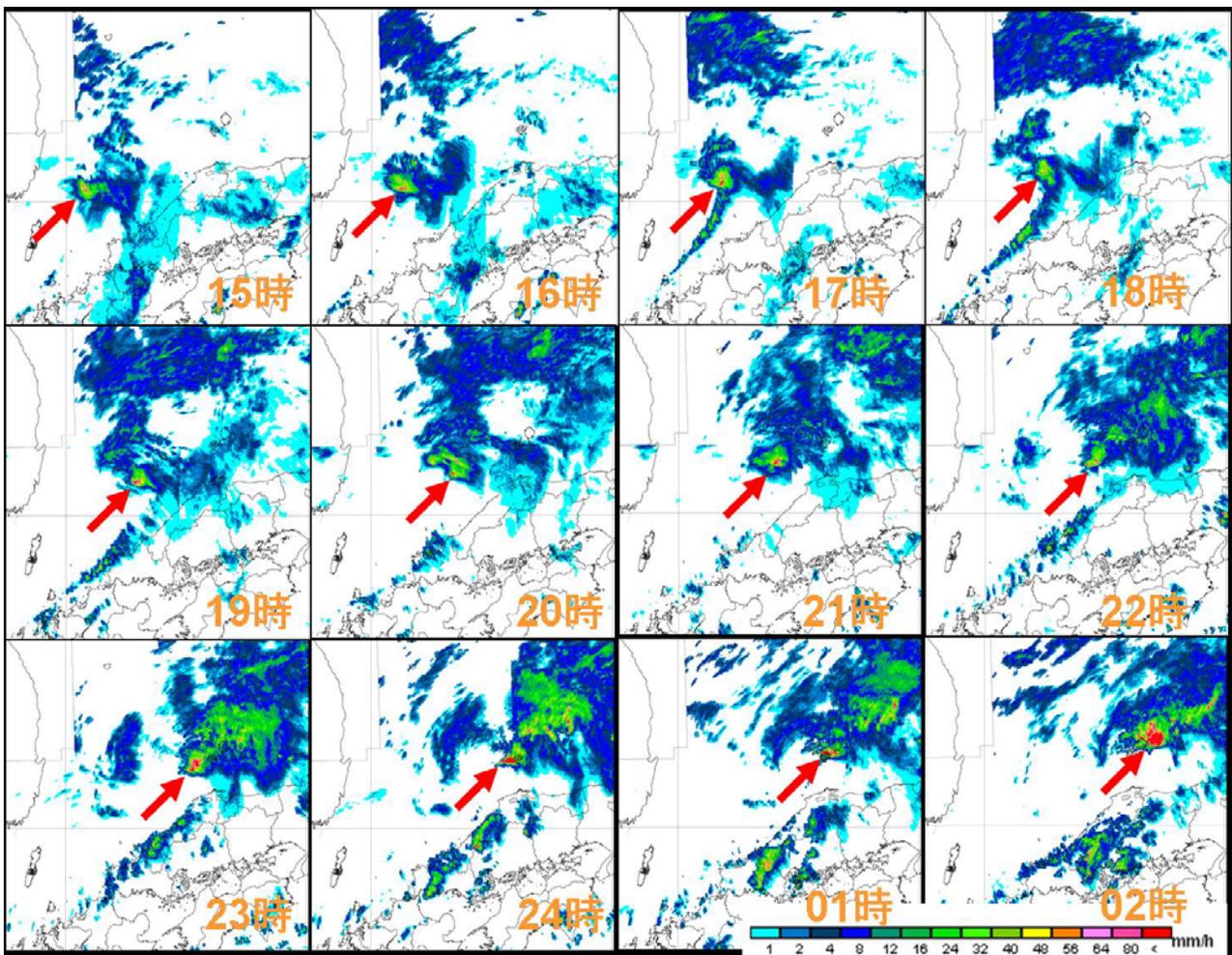


第7図 (左上) 2007年8月30日20時の衛星水蒸気画像による雲解析図。(右上) 雲解析画像に850hPaの相当温位(K)と風向風速(KT)を重ねた図。ハッチ部分は $\theta_e \leq 339K$ の領域を示す。(左下) GPVによるA-B間断面の相当温位と風向風速(ハッチ部分は $\theta_e \geq 345K$)。(右下) GPVによるA-B間断面の相対湿度と風向風速(ハッチ部分は湿度 $\geq 60\%$)。GPVはそれぞれ30日24時イニシャルのMSMの値である。

400hPa付近の低相当温位域(ハッチは339K以上)が進入してきている。



第8図 2007年8月31日02時の衛星水蒸気画像による雲解析図(左図)とGPVによるA-B間断面の相当温位(K)と風向風速(KT)、ハッチ部分は $\theta_e \geq 345\text{K}$ (中図)。GPVによるA-B間断面の相対湿度(%)と風向風速(KT)、ハッチ部分は湿度 $\geq 60\%$ (右図)。GPVはそれぞれ30日24時イニシャルのMSM。



第9図 2007年8月30日15時から31日02時までのレーダーエコー合成図

その後、上層トラフ T1 は日本海を東北東進する。トラフ T1 前面のシーラスストリークは、高気圧性曲率を増し、トラフ T1 が深まっていることを示唆している。低気圧に対応する下層渦は、赤外面像での動画や対流雲列の曲率から 30 日 21 時で温帯

低気圧化した後も、31 日 02 頃までは持続していると考えられ、引き続き渦の東側では活発な積乱雲の発生が持続している。一方、西日本の南海上では Cu セルが北上しており、下層では暖湿流の流入が続いている事を示唆している。31 日 02 時の

水蒸気画像（第8図）を見ると、積乱雲が発生している領域は下層では345K以上の暖湿流の流入域で、400~500hPa付近では乾いた低相当温位域の進入先端付近にあたっていることがわかる。下層渦東側の活発な積乱雲域は、30日24時~31日02時にかけて隠岐付近を通過している。下層渦東側の積乱雲域の形状に着目すると、風上側の尖ったテーパリング形状をしているのがわかる。このため、この記録的な大雨は、下層渦近傍（東側）で発生したテーパリングクラウドの通過に伴って起こったと考えられる。また、テーパリングクラウドの発生には、低気圧が熱帯低気圧から温帯低気圧に変わった後も、高温多湿な気塊を持つという熱帯低気圧的な性格をまだ持ち合わせていたところに、400~500hPa付近の中層の低相当温位域が侵入を始めたことが関わっていると考えられる。

(4) アメダス、レーダーおよびウィンドプロファイラの解析

8月30日18時から31日02時のレーダー観測では、低気圧に対応する強エコーが第9図中の矢印に示すとおり期間を通して観測されており、順調に北東進している。この雨域が30日23時頃から隠岐の西海上で強雨域のエリアを広げながら隠岐に接近し、隠岐の島の島後にかかる31日02時には、さらに発達し大雨をもたらした。

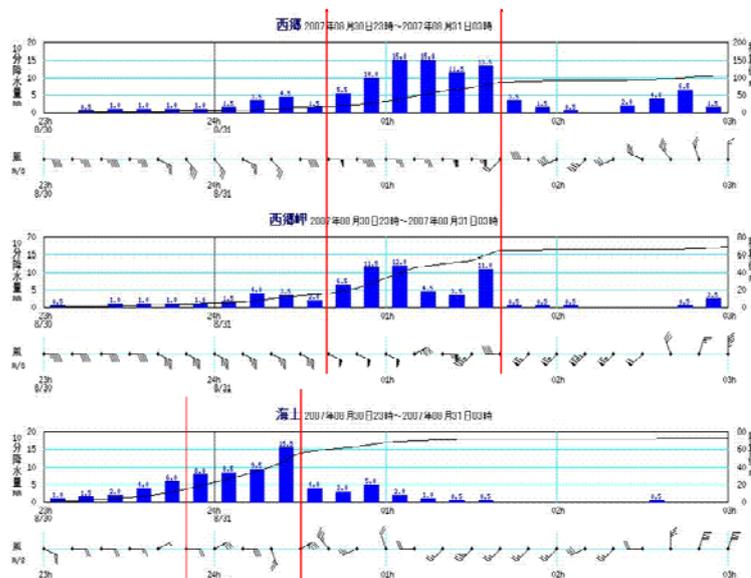
強雨域が通過した時間帯の西郷、西郷岬、海士のアメダス10分値時系列を見ると、風向が東の時に雨が強く、西に変わると雨が弱まっており、低気圧前面での強雨であることが分かる。また、雨が強まるタイミングで風速も強まっており、下層収束が強まっていることが推定できる（第10図）。

次に、30日22時40分から31日02時20分までの、レーダーエコー強度とアメダスの風向風速を20分毎にプロットしたものを第11図に示す。隠岐の南西海上のエコーが23時以降急速に発達し、島前にかかったことがわかる。島前にかかった強エコーはその領域は狭くなるが、強度は維持したまま島前を抜ける。島後の西郷岬や西郷の風速が00時40

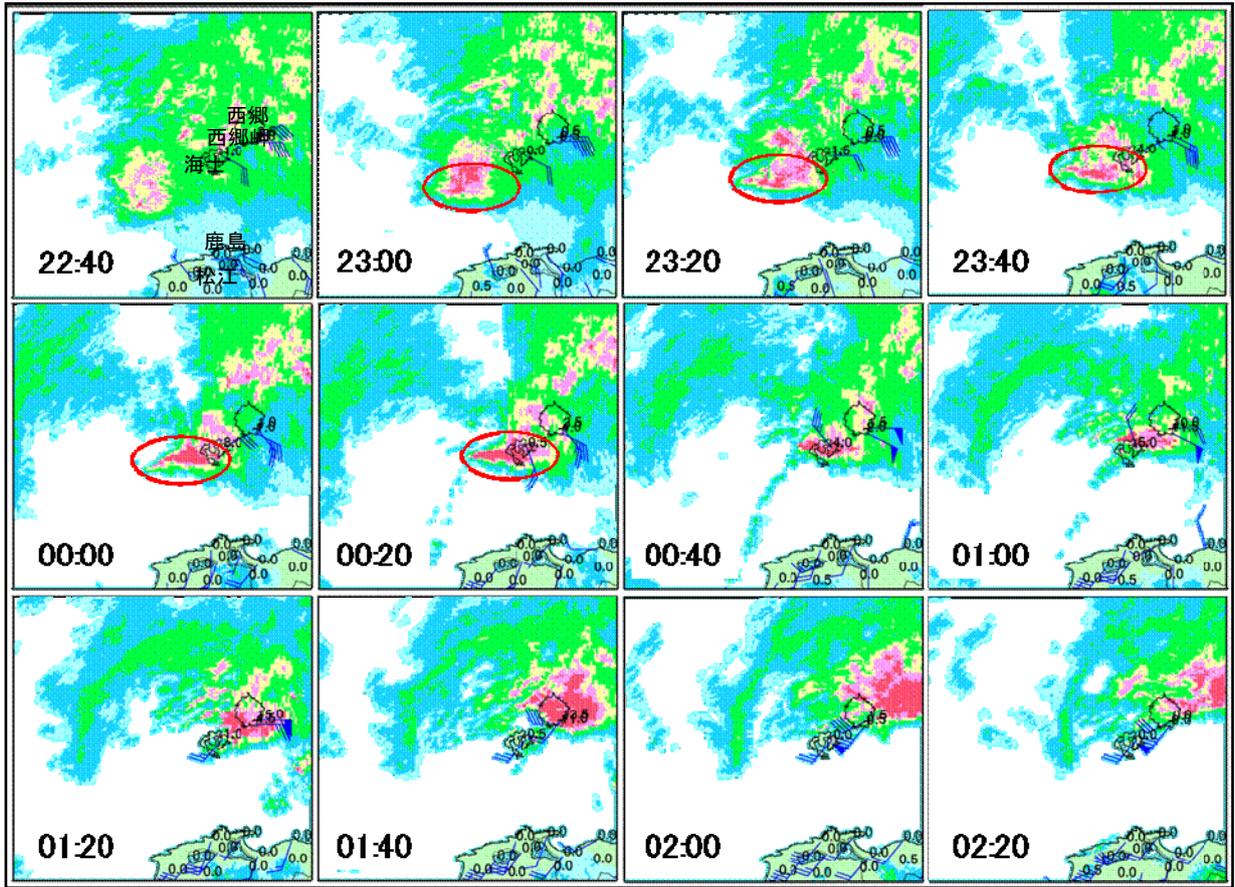
分以降10m/s以上の風を観測していることから、下層収束の強まりが推定される。エコーが島前を通過するに従い、海士の風向が東から北西のち南西に変わる。島前を抜けたエコーは、海士の西よりの風と西郷岬や西郷の東風による収束の影響を受けて再発達し、島後にかかることさらに発達して島後を抜けた。このため、30日01時30分までの1時間に島後西部の那久で131ミリの猛烈な雨を観測したと考えられる。

エコーは島前の南西側で、23時以降急速に発達した。この時の海士の風は南東から次第に東に変わっている。また、松江や鹿島の風向は南東から南西となっていることから、この強雨域の形成には、東風と南東から南西風のシアアが関わっていることが考えられる。海士の風向変化については、一旦、北西になってから南西に変化しており、シアアの通過か発達したエコーによる冷氣外出流や収束の強化によるものかの判断は難しいが、実況で顕著な収束があるにもかかわらず、エコーが順調に移動していることなどから、ある程度の規模を持った擾乱に対応するシアアが島前~島後間を通過したと考えられる。また、このシアアの通過速度は、海士、西郷の2点間の風向変化のみで計算すると、低気圧の移動速度30km/hと概ね合致している。

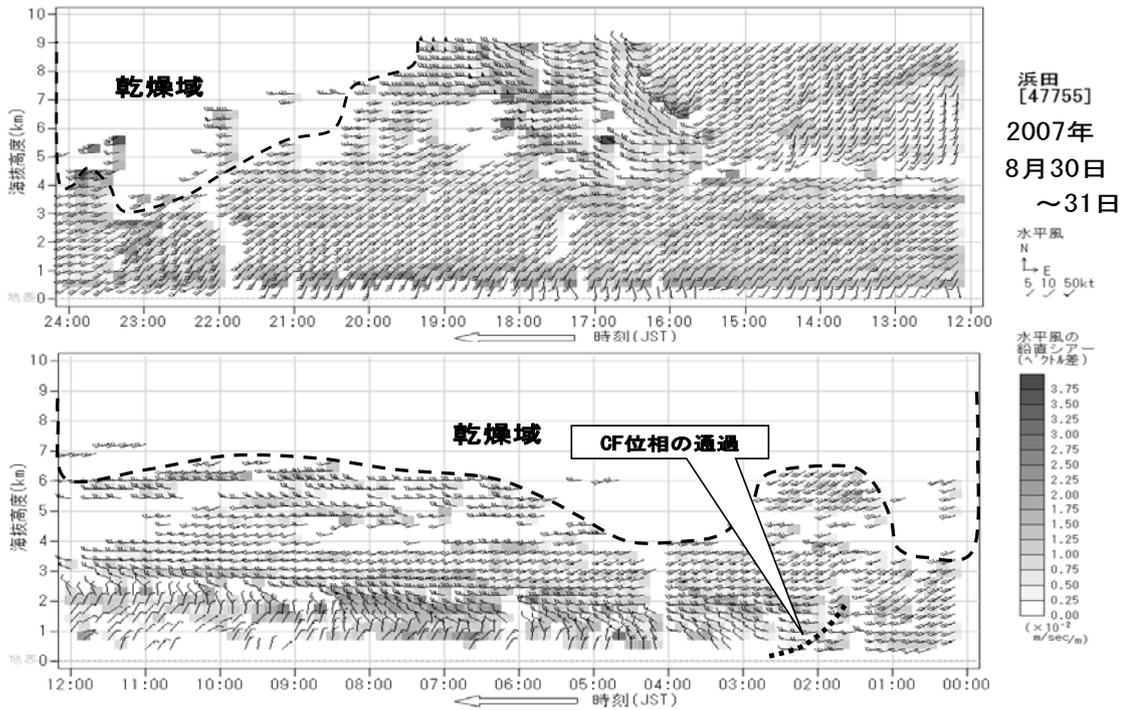
また、02時前からの島後を包み込むような80mm/h以上の強エコーは、松江レーダーのみで見ると、レーダーエコー合成図ほどのエコー強度の



第10図 8月30日23時から31日02時までのアメダスの10分間風向風速と10分間降水量 上段：西郷 中段：西郷岬 下段：海士



第 11 図 隠岐付近のレーダー画像とアメダス風向風速
2007年8月30日22時40分～31日02時20分までの20分毎

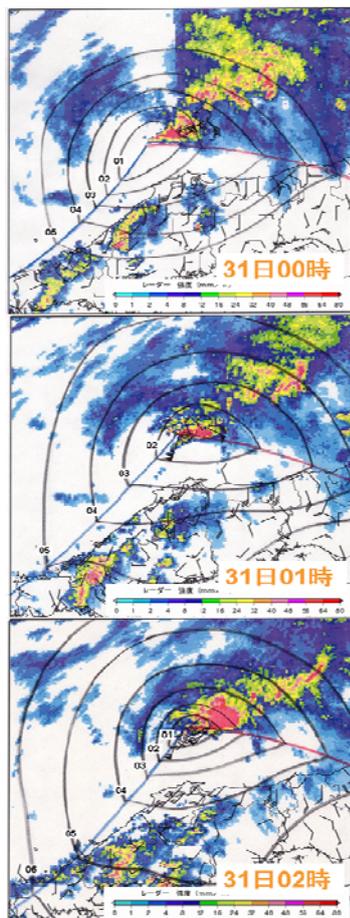


第 12 図 2007年8月30日12時から31日の12時までの浜田のウィンドプロファイラ実況値

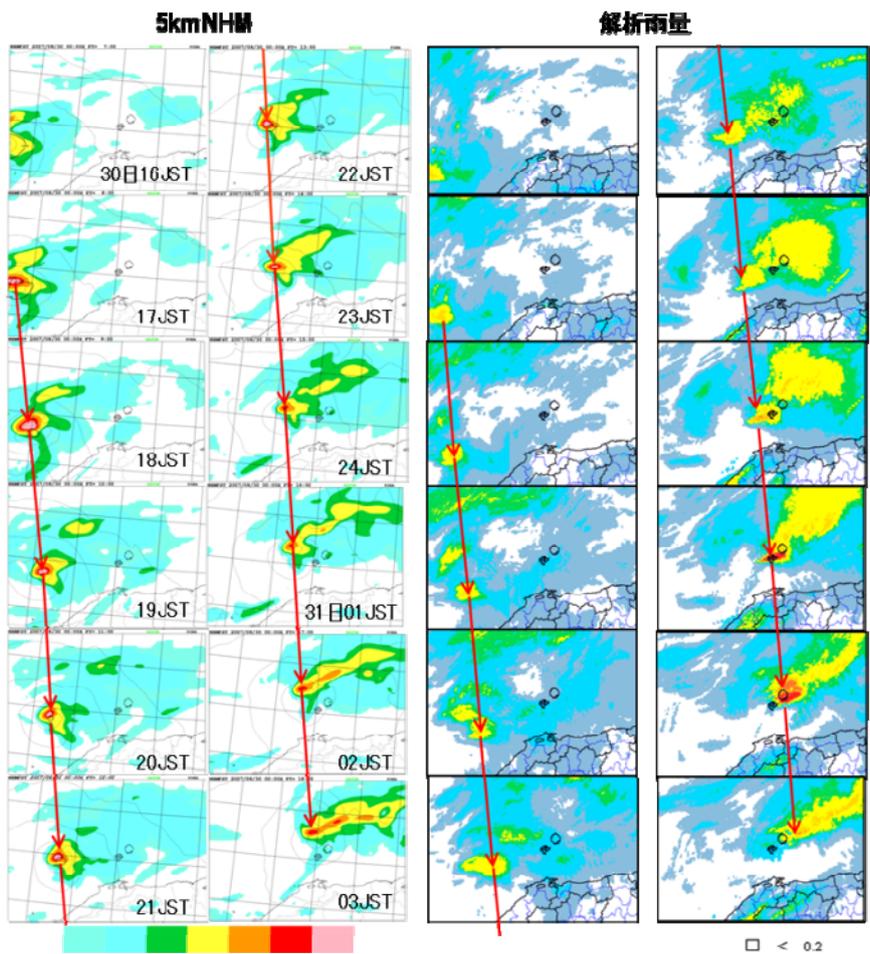
広がりはない。これは、それまでエコーが海上だけだったことから、レーダーエコー合成図に取り込まれた島後の雨量実況による補正により強化された可能性が考えられる。このため、今回の場合レーダーエコー合成図で現象の発達・衰弱を考えるには注意が必要である。第12図は浜田の30日18時からウィンドプロファイラの時系列である。30日20時頃から概ね5km以上に観測データの抜けがあり、第7図の中層の乾燥域の流入を示唆している。下層風速はこの時間には明瞭に強まってないが、中層に乾燥域が流入することにより、その後エコー強度は強まっている。これは乾燥空気が流入したことで対流不安定が強化されたことが原因と考えられる。地上の寒冷前線位相に対応するシアーは、下層風系の変化より31日03時前に通過していると思われるが、あまり明瞭ではない。

(5) 低気圧および前線の構造解析

31日00時から31日02時までの毎時の局地天気図とレーダーエコー合成図を重ねたものを第13図に示す。作画にあたっては島前にある三度崎灯台（海上保安庁観測）と30日24時の朝鮮半島のデータを追加した。この図から、30日21時に隠岐の西海上にあった低気圧は発達しながら、北東進し、31日02時には島前と島後の間に進んでおり、中心気圧は1001hPaと深まっている。レーダーエコーからは、強雨域は低気圧中心近傍の温暖前線の北側で発生していることがわかる。よって隠岐を通過したシアーは、低気圧の温暖前線に対応すると推測される。また、強雨域は低気圧とほぼ同じ移動速度で北東進しており、停滞性は認められない。したがってこの強雨域は、低気圧周辺環境場が持続することで、低気圧中心近傍の温暖前線に対応する場所に発生した30~50km程



第13図 8月30日24時から31日02時までの局地天気図とレーダー合成図



第14図 JMANHM (5km) で予想された地上降水量 (左図) と解析雨量 (右図)

0.2 mm	□	< 0.2
1.0 mm	□	< 1.0
5.0 mm	□	< 5.0
10.0 mm	□	< 10.0
30.0 mm	□	< 30.0
60.0 mm	□	< 60.0
90.0 mm	□	< 90.0

度の規模のメソ β スケールに対応する降水域が持続したものであると考えられる。

(6) JMANHM による再現実験

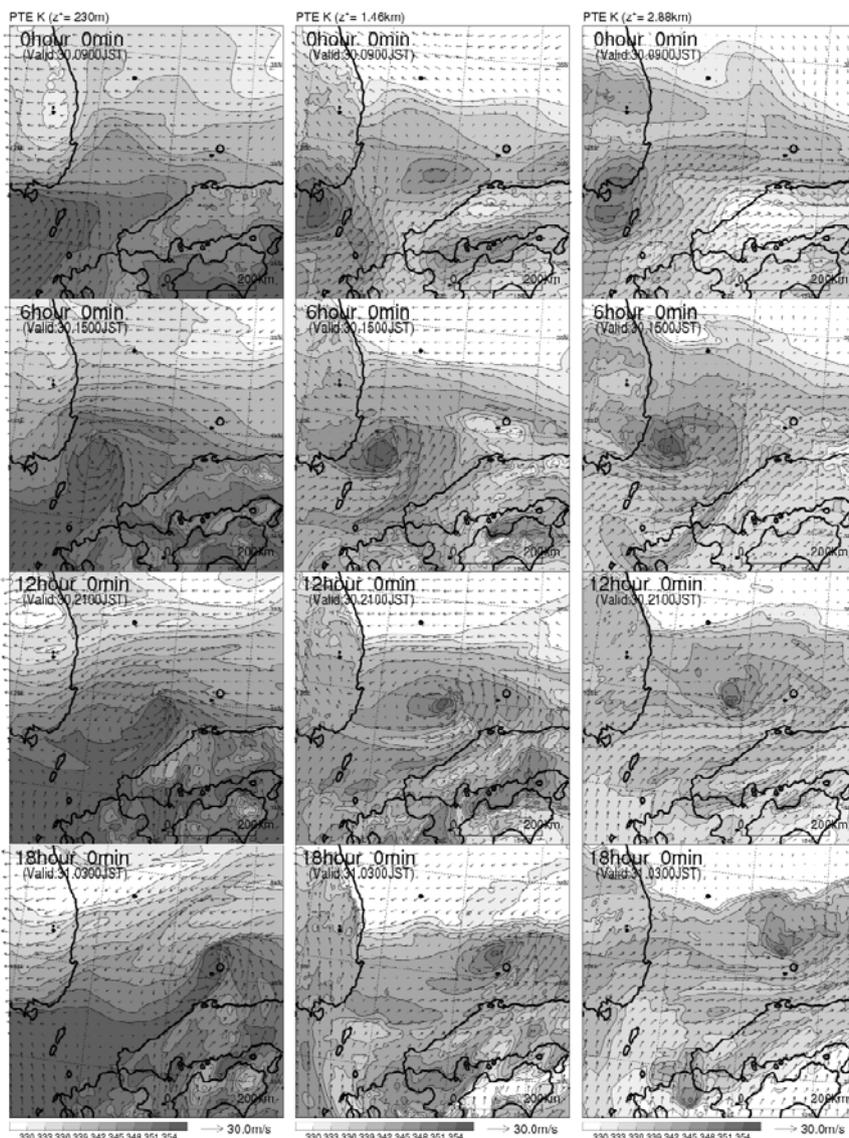
RSM を初期値、境界値とした JMANHM による再現実験を行ったが、再現性が充分ではなかった。このため、気象研究所で局所アンサンブル変換カルマンフィルター (LETKF) (Miyoshi and Aranami, 2006) を用いて初期値を作成し、JMANHM での再現実験を行ったところ、実況の降水帯を比較的良く再現しているメンバーがあった (第 14 図)。ここでは、降水帯の詳細な解析のため、そのメンバーをそれぞれ 5km、1km にダウンスケールした予報結果を報告する。

(6.1) 5km 格子

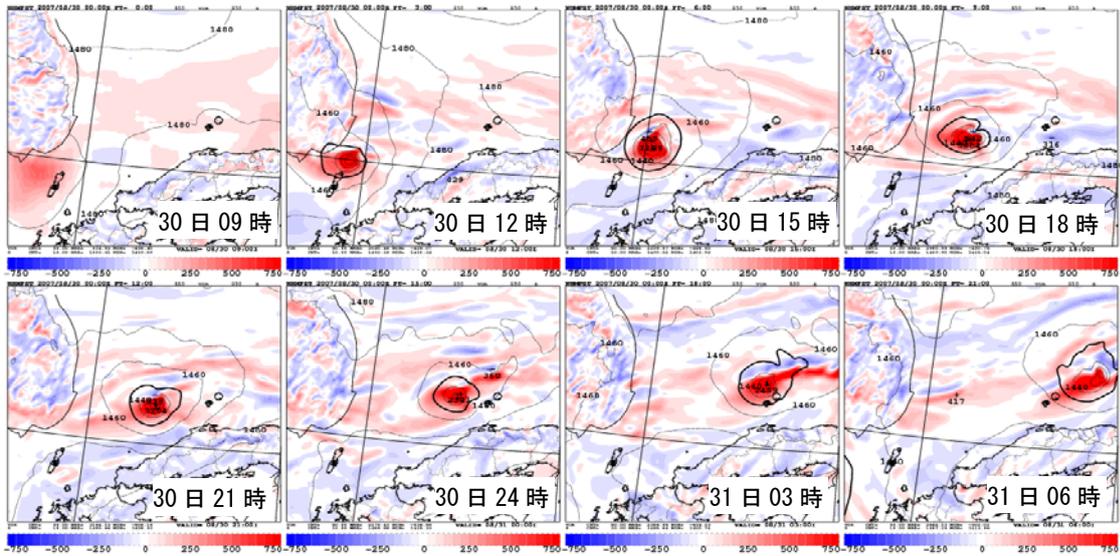
第 14 図に LETKF を用いた JMANHM (5km 格子) による地上降水量予想と解析雨量の図を示す。低気圧中心付近の強い降水帯 (図中の矢印) の表現が、かなり実況に近い分布となっている。230m 付近、1460m 付近および 2880m 付近の相当温位と風ベクトルの平面図 (第 15 図) を見ると、230m 付近で 348K 以上の暖湿流が対馬海峡から顕著に流れ込んでいる。1460m 付近および 2880m 付近では、はじめは 348K 以上の暖湿流が 100km 程度とやや広がりをもって低気圧付近に分布しているが、次第に低気圧中心部だけに集中していき、特に予報時間の後半になると 50km 以下の狭い範囲に集中する。一方、230m 付近の下層では、予報時間のはじめから対馬海峡からの暖湿流の補給が続いている。予報時間の終わり (31 日 03 時) 頃から低気圧の西側を回り込む低相当温位域の気流と、山陰沿岸の地形によって、暖湿

流の補給が絶たれているようにも見えるが、降水域のはっきりとした減衰には繋がっていない。また、850hPa の高度と VOR 分布 (第 16 図) では、低気圧に伴う Cutoff された渦は、30 日 12 時頃から明瞭化し、31 日 03 時頃にかけて隠岐付近を通過してから衰弱している。

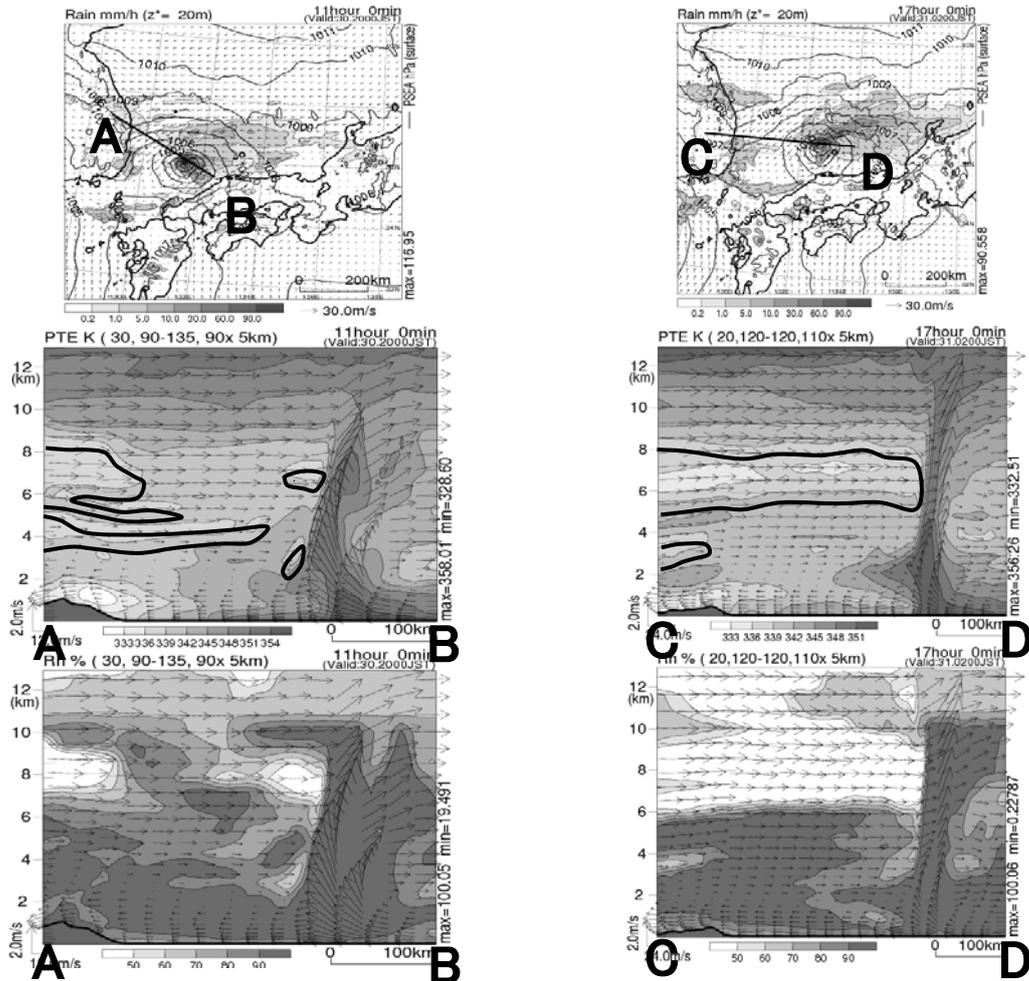
第 17 および 18 図に 30 日 20 時と 31 日 02 時の JMANHM による断面図を示す。SATAID による衛星雲画像で解析したのと同様に、高度 6000~7000m 付近を中心に相当温位 339K 以下の低相当温位域の流入が見られ (第 17 図および第 18 図のハッチ部分)、その流入先端部が下層の 345K 以上の暖湿流の上層となっている。このため、対流不安定とな



第 15 図 JMANHM (5km) で予想された 2007 年 8 月 30 日 09 時から 31 日 03 時の 6 時間毎の、相当温位 (K) 分布と風ベクトル (m/s) (左から 230m、1460m、2880m)

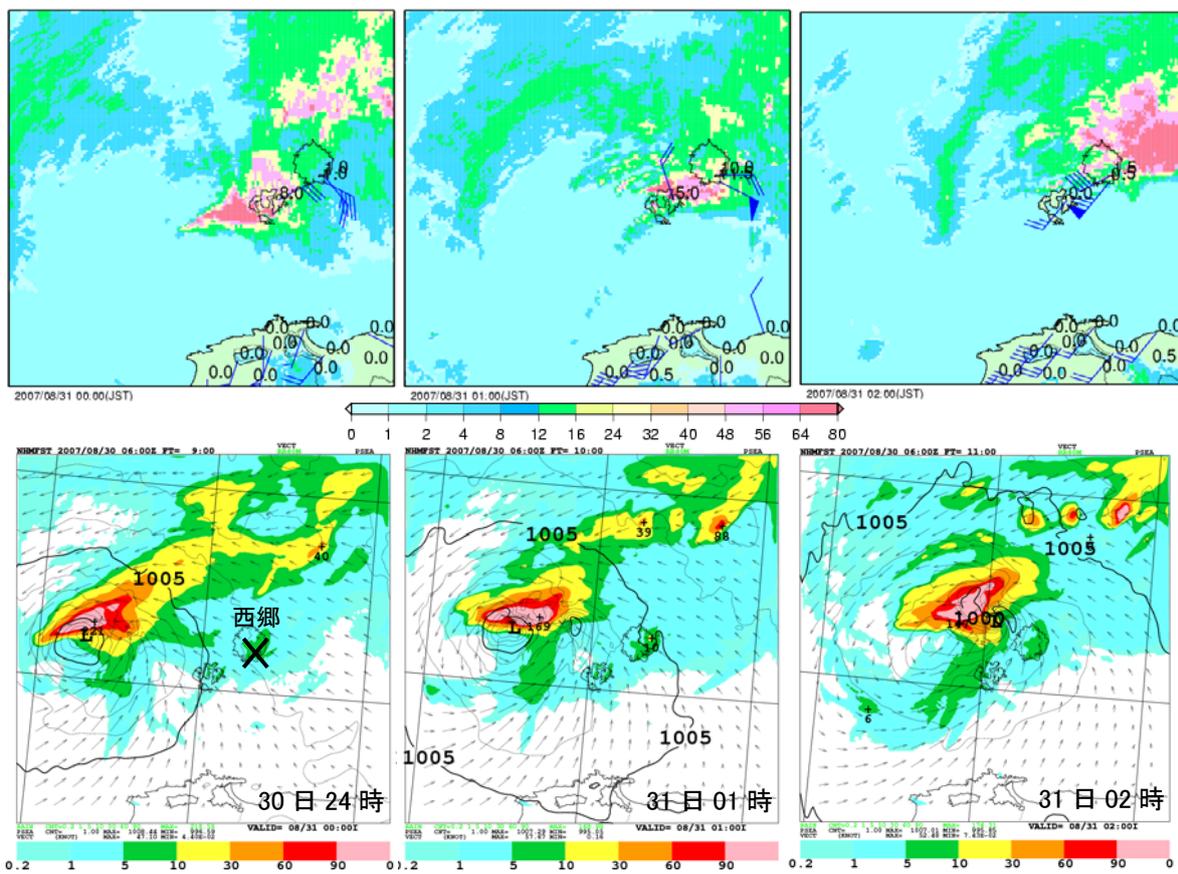


第16図 JMANHM(5km)で予想された2007年8月30日09時から31日06時までの3時間毎の850hPaの高度(m)とVOR($10^{-6}/s$)分布



第17図 (上図) JMANHM(5km)で予想された8月30日20時の地上気圧(hPa)、風ベクトル(m/s)、1時間雨量(mm/h)。(中図) A-B間断面の相当温位(K)と風ベクトル(m/s)。(下図) A-B間断面の相対湿度(%)と風ベクトル(m/s)。

第18図 (上図) JMANHM(5km)で予想された8月31日02時の地上気圧(hPa)、風ベクトル(m/s)、1時間雨量(mm/h)。(中図) C-D間断面の相当温位(K)と風ベクトル(m/s)。(下図) C-D間断面の相対湿度(%)と風ベクトル(m/s)。



第19図 (上段) レーダー合成図およびアメダス実況図。(下段) JMANHM (1km) で予想された地上凝結量 (mm/h)、風速ベクトル (KT)、海面気圧 (hPa)。

り強い上昇流が発生している。一方、C-D間の相対湿度に注目すると、6000m以上は40%以下と低く、乾いた気流の流入により低気圧の西側では対流活動が明瞭に抑制されている。

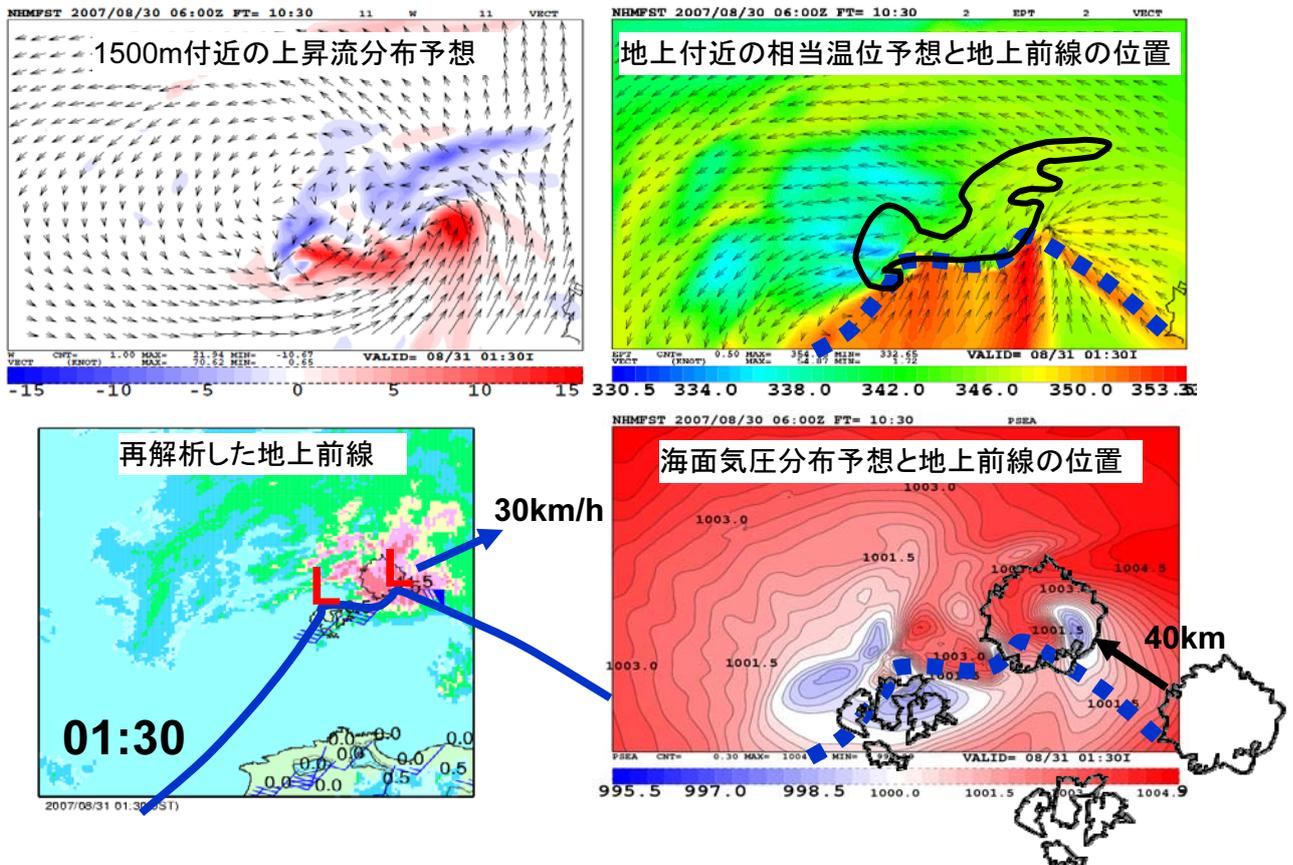
(6.2) 1km 格子

第19図に、30日24時から31日02時までの1時間毎のレーダー合成図、アメダス実況値(上段)とJMANHM(1km格子)による地上降水量、海面気圧、風ベクトル(下段)を示す。特徴的な三角形の降水帯を良く再現しており、レーダーエコー降水強度との対応も良い。この降水帯の西端の南側に小さな低圧部があり、31日01時頃に予報時間中最も発達して、中心気圧は995hPaとなっている。低圧部の気温の鉛直分布を調べると、降水帯の南西端付近の2km以下で気温が高く、この高温な分布が下層に低圧部を形成させていたと考えられる。また、この低圧部はその後弱まり、代わって降水帯の東端の収束が強まって、別の低圧部が

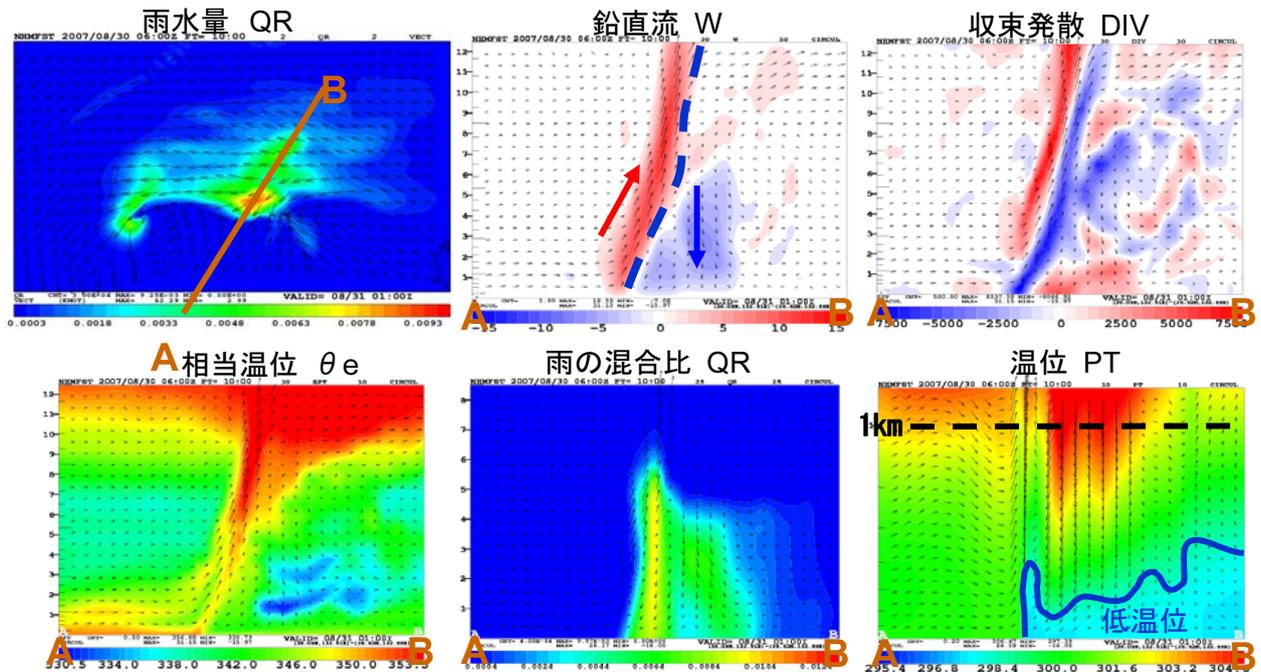
発生しその低圧部が発達していく予想となっている。地上の相当温位予想から、前線を解析し、西郷の実況の海面気圧の時間変化(第20図)と海面気圧分布予想から実況とモデルの予想位置の差を解析した結果、おおむね北西方向に40km程度のずれがあることがわかった(第21図)。第22図に31日01時の断面図を示す。三角形の降水帯の



第20図 8月31日の西郷の海面気圧の時間変化



第21図 31日01時30分の1500付近の上昇流分布予想（上段左）、地上20m付近の相当温位予想と解析した地上前線（上段右）、西郷で観測された海面気圧と予想された気圧分布によるモデル予想のずれ（下段右）、実況図に再解析した低気圧と地上前線位置（下段左）



第22図 31日01時の1km格子のJMANHMで予想された各物理量

南辺で、北側の周囲より 3°C 程度低い 300m 以下の低相当温位域に、南から 500m 以下の低層に流れ込んだ 350K 以上の暖湿流が乗り上げ、非常に強い上昇流が発生しており、1500m 付近から上層では 20m/s 以上となっている。また、降水帯内では南辺以外は下降流となっており、下層では明瞭な発散場が形成されている。こうした気流構造が降水帯の南辺で維持されているため、強雨域が持続したと推測される。

地形による降水の減衰・強化を検討するために、隠岐の島を強い降水域が通過するようにモデル領域を変更し、さらに隠岐の島の陸面を海面に変更した実験結果を示す(第 23 図)。なお、この実験はモデル領域のみを変更し、他のパラメータはこれまでの 1km 格子と同一である。図は 50mm/10min 以上の強い降水域が陸上にある時の 10 分間降水量で最も差の大きかった時刻のものである。地形がある場合は、陸上で風が弱く、島後の北西海上で発散場が形成され、シアーラインも地形がない場合に比べ南に形成されている。

強い降水域は、どちらもシアーライン付近の南西風の流入先端部分に形成されているが、地形がある場合には標高の高い場所の風上側の一部で降水域の強化が見られる。次にこの時間の 30 分間降水量を比較すると、強い南西風が流入している時間帯であるが、必ずしも地形がある場合の風上側での降水量は多くなっていない。このことから、地形の強制力による降水域の強化よりも、地形があることによるシアーラインの変化が、降水域の強化に影響を与えたものと考えられる。

(7) 低気圧周辺の気流構造の解析

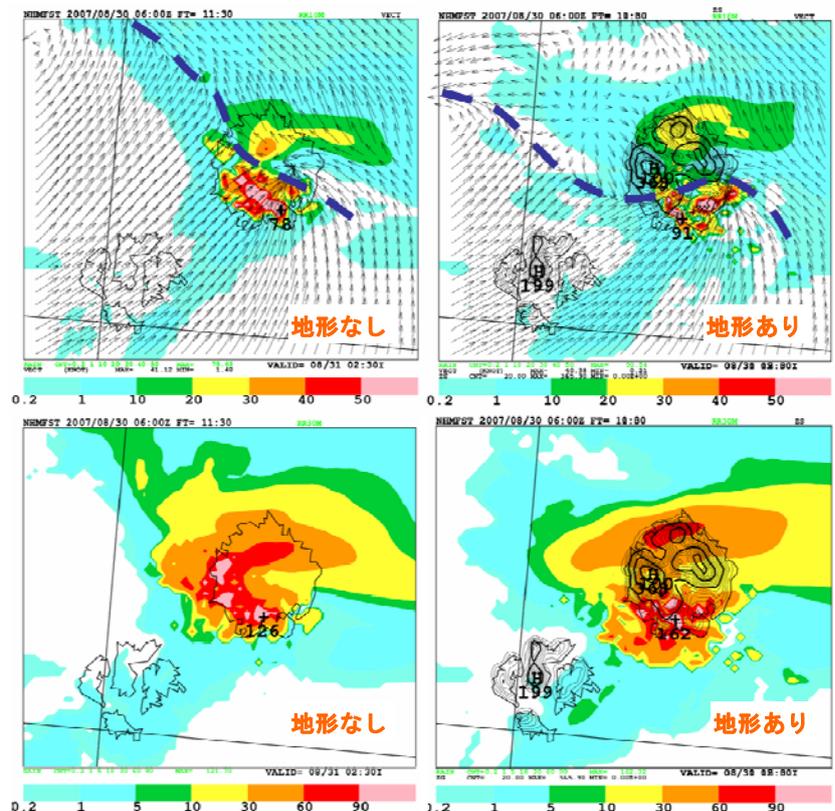
第 24 図に、1km にダウンスケールした JMANHM による 30 日 24 時から 31 日 01 時までの流跡線分布と気流構造の模式図を示す。低気圧の東側で、南からの高相当温位の気塊が、低気圧の北側を西に向か

う低相当温位の気流と収束して上昇していることがわかる。

(8) まとめ

隠岐の大雨について、衛星画像、レーダーおよび局地天気図による解析を行い、LETKF によるメソアンサンブル予報の手法で初期値を作成した JMANHM の再現実験で検証したところ、以下のことがわかった。

- 低気圧は、30 日 21 時に温帯低気圧化した後も、高温多湿な気塊を持つという熱帯低気圧的な性格をまだ持ち合わせており、特に 500m 以下の下層で 350K 以上と顕著であった。また、低気圧に対応する下層渦は、低気圧が隠岐を通過した 31 日 03 時頃まで明瞭であった。
- 大雨は、隠岐の西海上で発生したテーパリングクラウドによってもたらされた。テーパリングクラウドは低気圧の東側で発生し、メソ



第 23 図 隠岐の島の地形効果の確認実験。(左上図) 隠岐の地形なし(陸面を海面に変更)。(右上図) 隠岐の地形あり(実線は 20m 毎の標高) 太破線は風のシアーライン 矢印は地上風 降水は前 10 分間降水量。(左下図) 隠岐の地形なし(左上図の時間の前 30 分間降水量)。(右下図) 隠岐の地形あり(右上図の時間の前 30 分間降水量)。

β スケールの強雨域を持っていた。

- テーパリングクラウドは上層トラフの深まりにより、低気圧前面の下層暖湿流の流入域上層 (400~500hPa 付近) に低相当温位域が侵入を始めたことから、対流不安定が強化され発生した。
- テーパリングクラウドに対応する強雨域は、低気圧近傍の温暖前線の北側で発生し維持された。JMANHM による気流解析からは、南からの暖湿流が低気圧の北側を西に向かう低相当温位流と収束し、20m/s 以上の非常に強い上昇流域を発生させていた。この強雨域が隠岐を通過し、記録的な大雨となった。
- 西郷で観測された気圧の急下降は、強雨域南側の暖湿流先端部分に対応するメソ低気圧の通過によるものと考えられる。
- モデル実験により地形を除去した場合と比較した結果、隠岐の島 (島後) の一部で、地形によるシアラインの変化により、降水域の強化が認められた。

(謝辞)

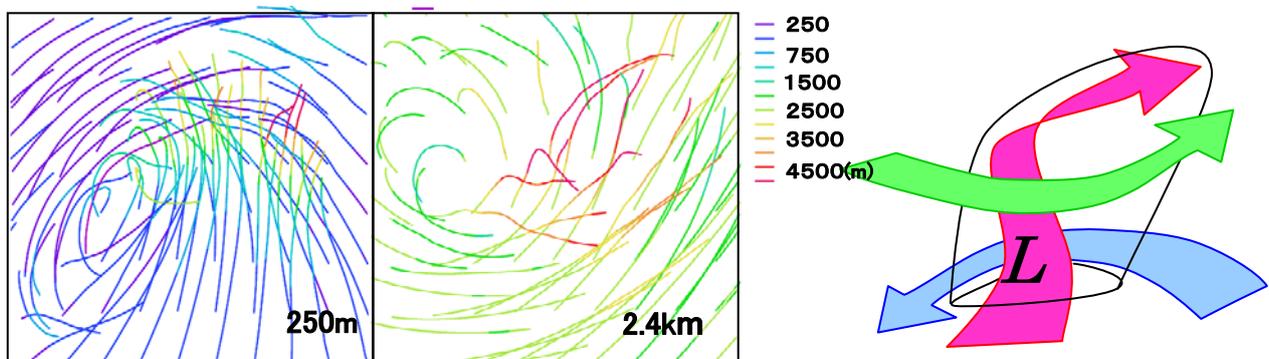
作図の一部には気象研究所予報研究部加藤輝之氏の作成された mplot を使用した。第八管区海上保安本部境海上保安部からは灯台データを、関西空港地方気象台観測課金築俊親氏からは、隠岐航空観測所のデータを入手するのにお世話になった。

また、衛星センター解析課、観測部観測課観測システム運用室からは、それぞれ衛星解析、レーダー観測についてのアドバイスを頂いた。

当初の共同研究者の高松地方気象台観測予報課吉村満氏、この大雨の事例解析を行う機会を与えて下さりご指導頂いた前松江地方気象台長渡部浩章氏にお礼を申し上げます。

(参考文献)

Miyoshi T. and K. Aranami, 2006: Applying a Four-dimensional Local Ensemble Transform Kalman Filter (4D-LETKF) to the JMA Nonhydrostatic Model (NHM), *SOLA*, **2**, 128-131.



第 24 図 トレーサーを高度 250m と 2.4km に置いて、30 日 24 時から 31 日 01 時まで追跡した流跡線分布 (左図: 250m 中図: 2.4km)、解析の結果考えられる気流構造の模式図 (右図)。

2.4.3 2008年9月2日の線状降水帯について

石橋 正登、中塚 賢治、秋山 幸三、原田 延明、吉田 康夫(彦根地方気象台)

(1) はじめに

地方共同研究では、平成 19～20 年度にかけて「強雨をもたらす線状降水帯の形成機構等の解明及び降水強度・移動速度の予測に関する研究」をテーマに調査を進めている。

今回は、滋賀県と三重・岐阜県境付近に線状降水帯が顕在化した2008年9月2日の事例について調査を行ったので報告する。

(2) 事例の概要

前日の9月1日から下層南東風による南海上からの暖湿気の流入が続いており、三重県を中心に局地的な降水を観測していた。9月2日昼頃から伊勢湾からの南東風が鈴鹿山脈で強制上昇し、700hPaの南よりの風に流されて同山脈沿いに線状降水帯が形成された。中・下層の風系が変わらず暖湿気の流入が続いたため線状の形態は長時間継続し、15時頃と24時頃に2度の降水のピークを迎えた後、9月3日未明に500hPaトラフの接近によりその形態は崩れた(第1図)。

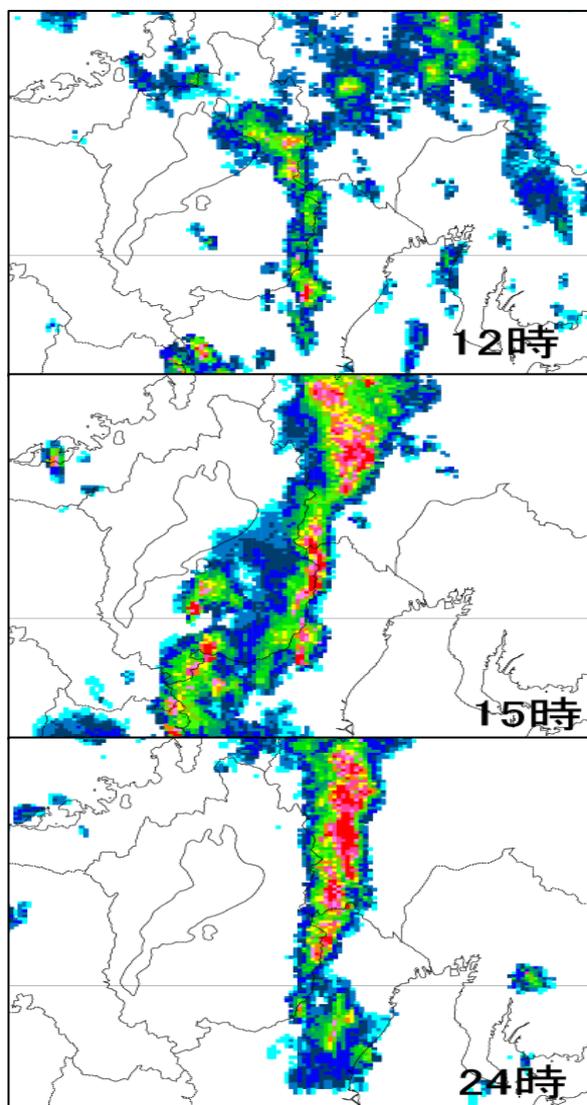
この降水帯により甲賀では、15時30分に解析雨量で120ミリを観測した。これを含め滋賀県では記録的短時間大雨情報を8回発表した。また、解析雨量のR24では、東近江で700ミリを超える大雨となった。

(3) 総観場の特徴

(3.1) 9月2日09時

地上天気図(第3図)を見ると、朝鮮半島南岸と四国の南海上の低気圧がそれぞれ東進および東北東進しており、西日本は気圧の谷に入っている。

500hPa天気図(第4図)では明瞭なトラフが朝鮮半島から東シナ海付近に解析できる。トラフ周辺は乾燥しているが、T-TDは輪島で4.4℃、潮岬で6.0℃と近畿、中部地方ではやや湿っている。温度場は輪島-5.7℃、潮岬-5.5℃と弱い寒気が入っている。また、西日本ではトラフ前面の南西風が卓越している地点が多いが潮岬では南風が吹い



第1図 レーダー画像(9月2日12時～24時)



第2図 地形図

地形データにはUSGSのGTOPO30を利用している。

ている。

850hPa 天気図（第 5 図）では、朝鮮半島南部に低気圧性循環、九州の南には風向シアーが解析できる。この前面の南風が近畿地方では卓越している。潮岬の T-TD は 0.0℃ で非常に湿っており、348K の暖湿気が入っている。

9 月 1 日 2341UTC の衛星水蒸気画像（第 6 図）では愛知県付近と四国東部に明域が見られる。黄海付近にはトラフ後面の乾燥域に対応した明瞭な暗域が見られる。

(3.2) 9 月 2 日 21 時

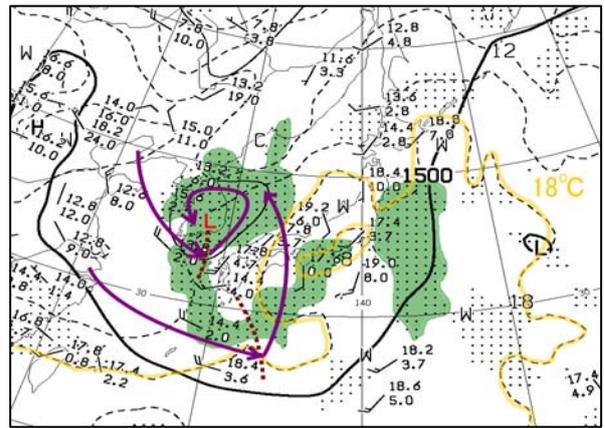
地上天気図（第 7 図）では朝鮮半島南岸の低気圧は日本海中部に、四国の南海上の低気圧は紀伊半島沖にそれぞれ移動している。

500hPa 天気図（第 8 図）ではトラフは中国地方西部付近まで南東進しており、その前面の近畿地方は T-TD ≤ 6℃ と湿潤化している。また、米子で -6.3℃ と中国地方から近畿地方にかけて寒気も入っている。

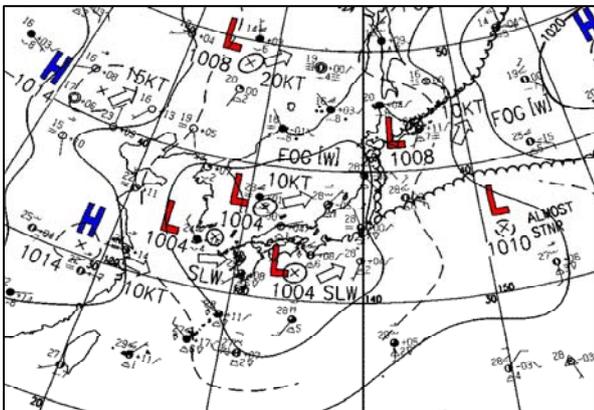
850hPa 天気図（第 9 図）では、地上の低気圧に対応する形で日本海中部と四国の南に低気圧性循環があり、潮岬では南風が続いている。

(4) アメダス実況図、レーダー、毎時風解析

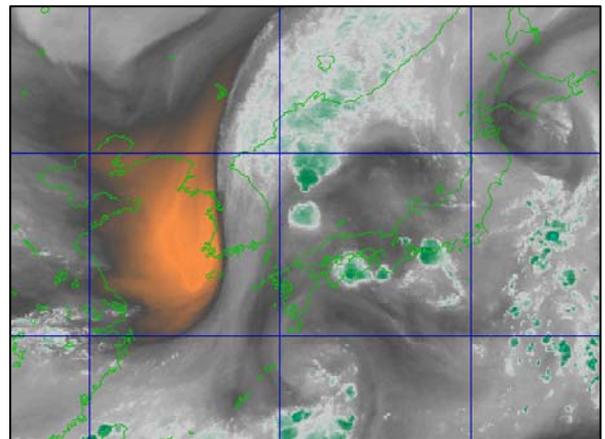
アメダスによる風及び気温（0.65℃/100m で高度補正）、レーダーエコー（以下エコーと表記）の平面図及び毎時風解析（700hPa、925hPa）をステ



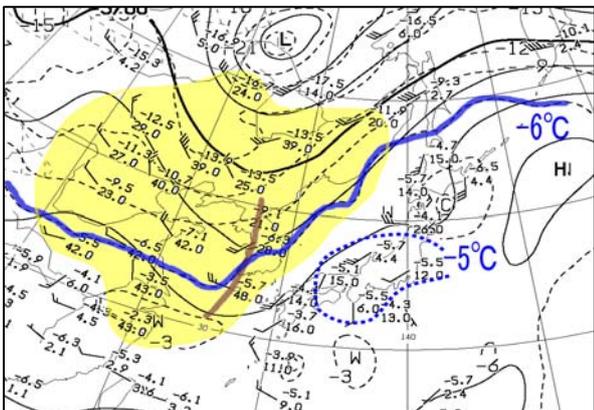
第 5 図 850hPa 天気図 (9 月 2 日 09 時)



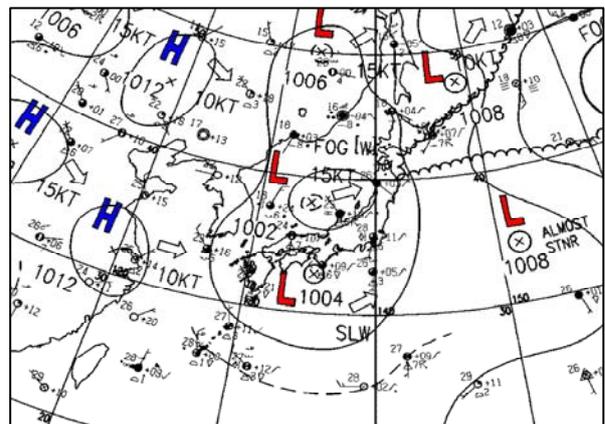
第 3 図 地上天気図 (9 月 2 日 09 時)



第 6 図 衛星水蒸気画像 (9 月 1 日 23:41UTC)



第 4 図 500hPa 天気図 (9 月 2 日 09 時)



第 7 図 地上天気図 (9 月 2 日 21 時)

ージ別に示す（第10図）。なお、名古屋、尾鷲の該当する時間帯のWPR断面図を見たが特筆すべき状態は見出せなかった。

(4.1) 発生前

10時：エコーがかかっている兵庫県、奈良県では日射により昇温している。大阪湾周辺の風は北東から西よりに変わりつつある。毎時風解析では700hPaの南風に対して925hPaは南東風となっており、風向鉛直シアーが見られる。

(4.2) 発生初期

12時：エコーの移動方向がそれまでの北西進から北上に変わる。鈴鹿山脈沿いでは南東風と地形の影響で線状降水帯が形成される。奈良市付近のエコーは大阪湾からの西よりの風と伊勢湾からの南東風の収束が発生に寄与していると考えられる。引き続き700hPaと925hPaの風向鉛直シアーが見られる。

(4.3) 最初の降水のピーク

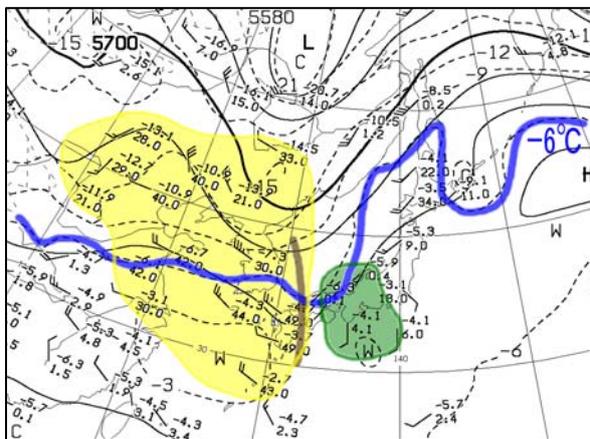
15時：925hPaでは滋賀県南部から奈良県にかけてシアー(A)が明瞭となる。地上では鈴鹿山脈沿いの線状降水帯からの冷氣外出流と思われる風と、陸地の昇温による大阪湾からの南西風との収束が強まる。これらにより新たにもうひとつの線状降水帯が形成される。また、降水帯近傍に位置する土山の気温は25.4℃、京都は33.3℃で気温差は7.9℃と温度傾度が大きくなっている。引き続き700hPaと925hPaの風向鉛直シアーが存在する。

(4.4) 最初の衰弱期

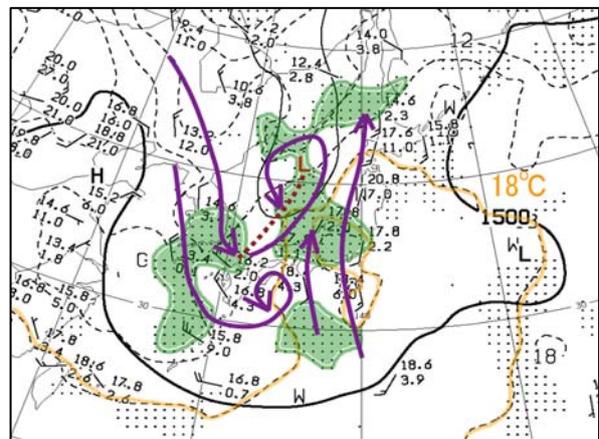
21時：エコーが弱まった原因として、①日射の影響がなくなった。②地上では伊勢湾からの南東風は続いているが、大阪湾付近の風は東よりに変わり収束が弱まった。③700hPaと925hPaの風向鉛直シアー及び風速も弱まったことが挙げられる（図略）。

(4.5) 2度目の降水のピーク

00時：エコーが再び強まった原因として、①500hPaトラフが深まりながら21時には九州付近



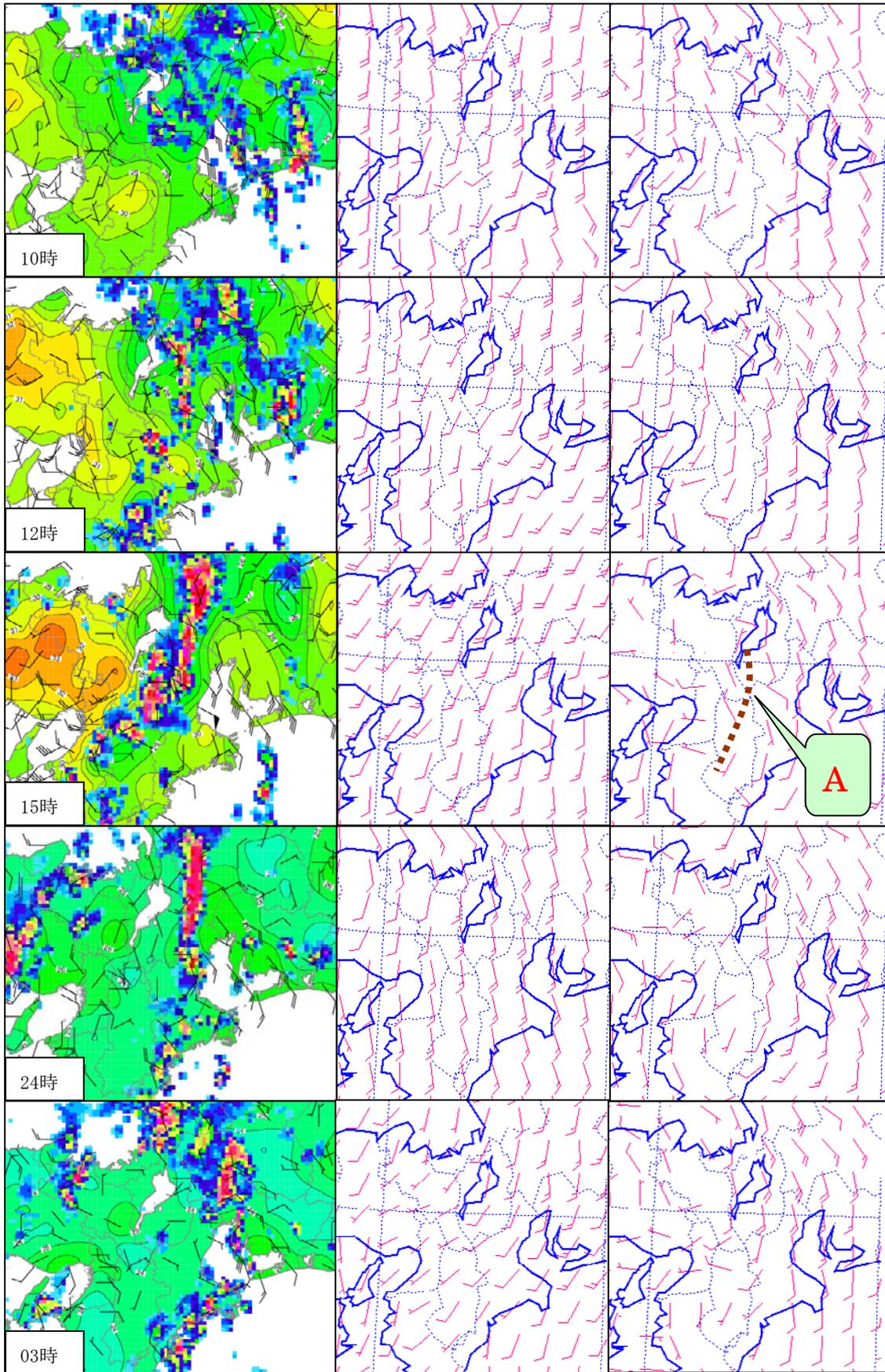
第8図 500hPa天気図(9月2日21時)



第9図 850hPa天気図(9月2日21時)

第1表 NHMの計算条件

	5km格子①	2km格子①	5km格子②	2km格子②	2km格子③	2km格子④
計算領域	132.8125-139.1875E, 32.45-37.55N	134.925-137.475E, 34.18-36.22N	131.25-138.75E, 31-37N	134.925-137.475E, 34.18-36.22N	134.925-137.475E, 34.18-36.22N	134.925-137.475E, 34.18-36.22N
水平格子数	102×102	102×102	120×120	102×102	102×102	102×102
鉛直層数	50	50	50	50	50	50
初期値	9/2 00UTC	9/2 03UTC	9/2 00UTC	9/2 03UTC	9/2 03UTC	9/2 03UTC
親モデル	-	5km格子①	-	5km格子②	5km格子②	5km格子②
地形編集	-	-	-	-	鈴鹿山脈の高度1.5倍	鈴鹿山脈の高度0.1倍



第10図 アメダス風、気温、レーダーエコー実況図 (左) 毎時風解析 700hPa (中) 925hPa (右)

に進み-6℃の寒気が入った（第 8 図）。②700hPa と 925hPa の風向鉛直シアーは弱いが 925hPa の風速が強まり暖湿気の流入が強化されたことが挙げられる。

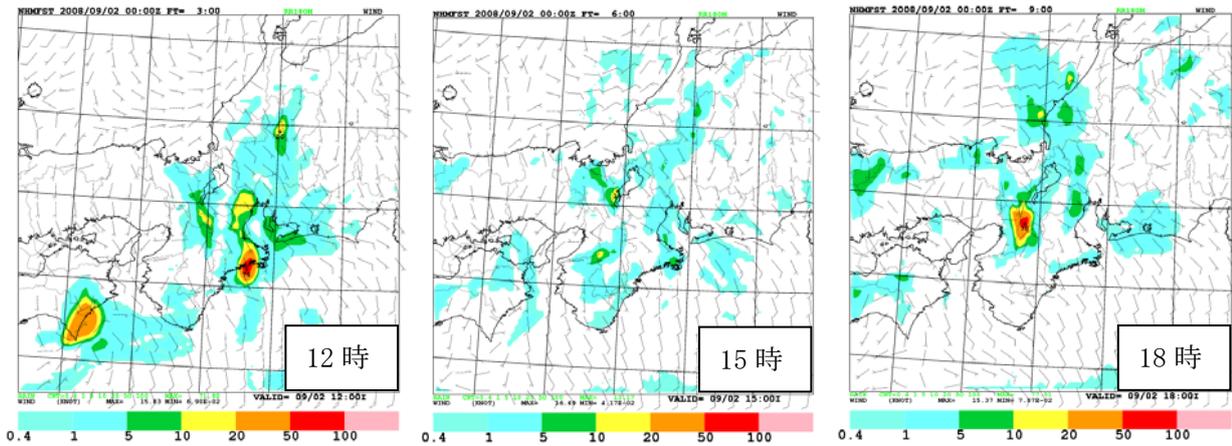
(4.6) 2 度目の衰弱期

03 時 : 00 時 40 分頃から降水帯北端部分ではエコー強度が弱まり始め線状の形態は崩れ、強いエコーは東に移動した。トラフの接近により、それ

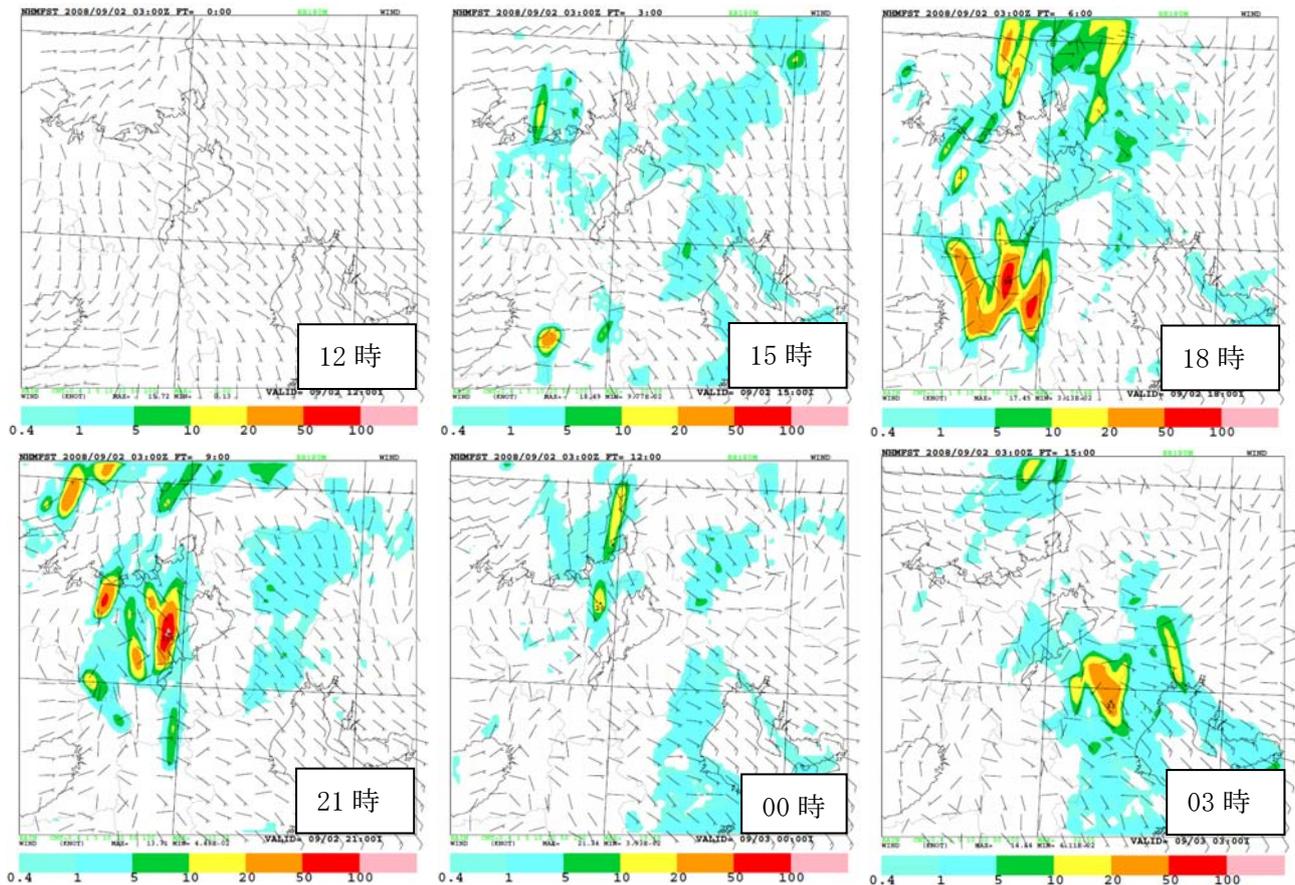
まで続いていた 700hPa の南よりの風が南西に変わったためと推測する。

(5) NHM による再現実験

格子間隔を 5km (①、②) 及び 2km (①~④) として行った NHM による再現実験の結果を示す。ただし、2km のモデルは 5km のモデルを親モデルとしてネストを施している。各モデルの計算条件は第 1 表のとおりである。



第 11 図 5km 格子①、9月 2日 00UTC 初期値の R3 と地上風



第 12 図 2km 格子①、9月 2日 03UTC 初期値の R3 と地上風

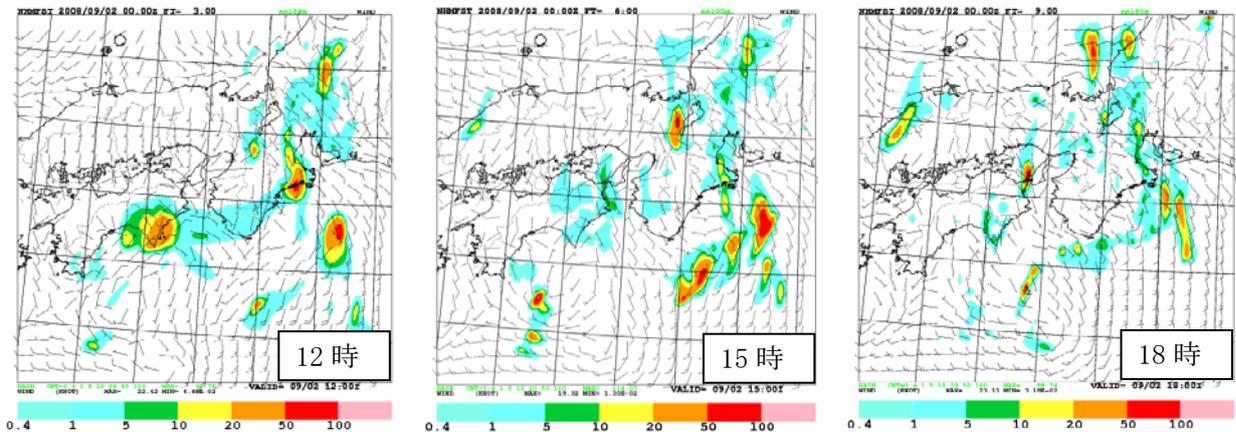
(5.1) 5km 格子① (第11図)

12時では鈴鹿山脈沿いに降水が予想されているが強い領域で3時間10~20ミリと実況に比べて非常に弱く再現性は悪い。大阪湾からの西風は概ね実況に合っているが伊勢湾からの南東風はアメダス風と比較すると卓越させすぎている。15時では鈴鹿山脈沿いの降水帯は弱まり3時間5ミリ未満となる。18時では奈良県北部付近で降水を強めており実況との相違が大きい。

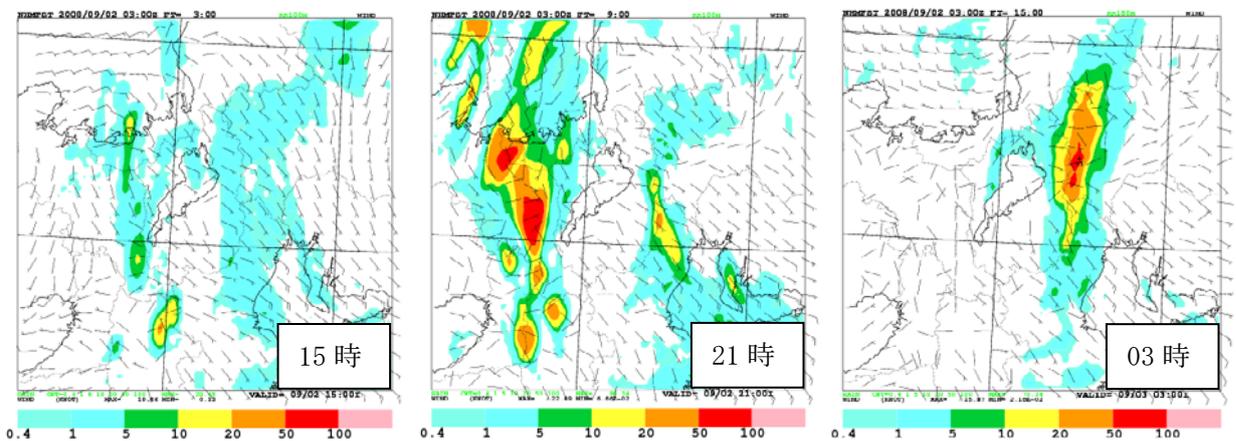
(5.2) 2km 格子①(第12図)

鈴鹿山脈沿いに降水表現があるものの実況に比べて非常に弱く、15時の最初のピークに対応する降水の強まりは見られない。03時の降水の強まりは時間的なずれがあるが2度目のピークに対応していると捉えることも出来る。しかし、線状の形態とはいえない。親モデルの再現性が悪いいため、やむをえないと思われる。

(5.3) 5km 格子② (第13図)



第13図 5km 格子②、9月2日00UTC初期値のR3と地上風



第14図 2km 格子②、9月2日03UTC初期値のR3と地上風

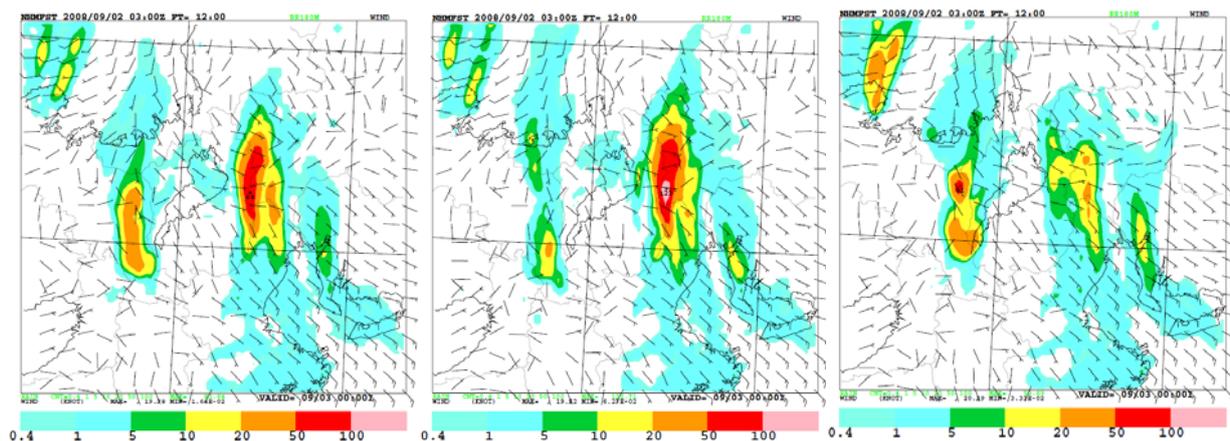
5km 格子①では四国の南海上の低気圧が計算領域内に完全には入っていなかった。このため南からの暖湿気の入り方が弱く強い降水が表現されなかった可能性がある。このため計算領域を広げて計算を行った(第13図)。全体的に降水の表現は強まったが鈴鹿山脈沿いの降水帯に強まりは見られなかった。

(5.4) 2km 格子② (第14図)

15時では鈴鹿山脈沿いに降水帯が現れたが強度は弱く最初の降水ピークに対応する強まりは見られない。21時では滋賀県の西に強い降水帯が現れ実況との相違が目立つ。03時では時間的なずれはあるが鈴鹿山脈沿いに線状降水帯が表現された。

(5.5) 2km 格子③、④ (第15図)

鈴鹿山脈の高度を1.5倍した2km 格子③では鈴鹿山脈沿いの降水帯にわずかではあるが強まりが見られた。また、0.1倍した2km 格子④では、降水帯は地形編集なしの2km 格子②と比較してかなり



第15図 9月3日00時のR3と地上風。左は、地形編集無し（2km格子②）、中は鈴鹿山脈を1.5倍（2km格子③）、右は鈴鹿山脈を0.1倍（2km格子④）である。

弱めの表現に変わった。このことから鈴鹿山脈の地形が線状降水帯に及ぼした影響はかなり大きいと考えられる。

(6) アンサンブル NHM

格子間隔は5km（予報時間：24時間、予報時間間隔：60分）と1.6km（予報時間：6時間、予報時間間隔：10分）の2種類、メンバー数はそれぞれ20メンバーであった。

(6.1) 5km 格子

局所アンサンブル変換カルマンフィルタ（LETKF）等を使用して計算されているため通常のNHMよりも、ほとんどのメンバーが実況に近い結果となった。ただし15時頃の最初の降水ピークは表現されたものの2度目のピークが表現されたメンバーは無かった。

最も実況に近い降水表現であった014と表現が悪かった002を比較した（第16図）。700hPaの風、925hPaの暖湿気の入り方、地上の収束・発散はほとんど違いが見られなかった。しかし、3時間降水量では014のほうが表現が強い。南北断面図で見ると002で500hPa付近に表現されている乾燥した気塊が014では700hPa付近に表現されている。また、中層と下層の風向鉛直シアは014のほうが大きい。このことが降水強度の違いに影響を与えていると見られる。

(6.2) 1.6km 格子

すべてのメンバーで昼過ぎに線状の降水帯が表

現されており、予想のばらつきは小さい。降水強度が弱かった002と実況に最も近い011を比較した（第17図）。5km格子同様700hPa等の平面図での違いは小さく、925hPaの相当温位は011よりもむしろ002の方が高い。断面図では5km格子同様に中層と下層の風向鉛直シアに違いが見られる。このことが降水強度の違いを生じさせていると思われる。

(7) まとめ

(7.1) 線状降水帯のステージ別の特徴

(7.1.1) 発生初期

鈴鹿山脈沿いでは南東風と地形の影響で線状降水帯が形成される。700hPaの南風と925hPaの南東風による風向鉛直シアが見られる。

(7.1.2) 最初の降水のピーク

鈴鹿山脈沿いの線状降水帯からの冷氣外出流と思われる風と、陸地の昇温による大阪湾からの南西風との収束により、新たにもうひとつの線状降水帯が形成され、925hPaでその降水帯に対応するシアが明瞭である。また、降水帯近傍では温度傾度が大きくなっている。引き続き700hPaと925hPaの風向鉛直シアが存在する。

(7.1.3) 最初の衰弱期

エコーが弱まった原因として、①日射の影響がなくなった。②地上では伊勢湾からの南東風は続いているが、大阪湾付近の風は東よりに変わり収束が弱まった。③700hPaと925hPaの風向鉛直シア

一及び風速も弱まったことが挙げられる。

(7.1.4) 2度目の降水のピーク

エコーが再び強まった原因として、①500hPa トラフが深まりながら西日本付近に進み-6°Cの寒気が入った。②700hPa と 925hPa の風向鉛直シアは弱いが 925hPa の風速が強まり暖湿気の入りが強化されたことが挙げられる。

(7.1.5) 2度目の衰弱期

トラフの接近により、それまで続いていた700hPa の南よりの風が南西に変わったため線状の形態は崩れ、強いエコーは東に移動した。

(7.2) 今回の線状降水帯の特徴

①線状降水帯が鈴鹿山脈沿いで長時間継続した原因は南海上の低気圧の動きが非常に遅いため中下層の風系が変わらず、南から暖湿気が入り続けたためと考えられる。

②今回の線状降水帯は、700hPa の風と 925hPa の風向差が 45° 位あること、降水のピーク時のエコーの形態がテーパリング状であること、700hPa

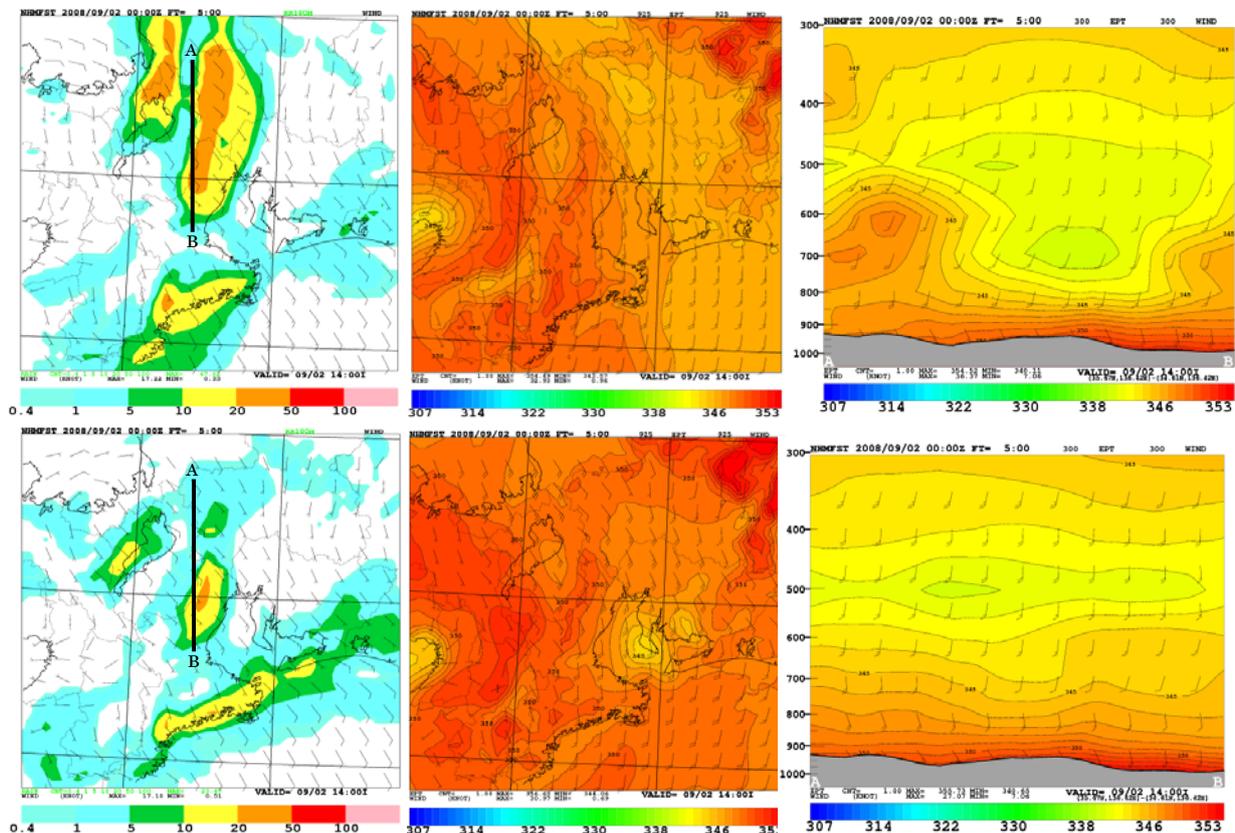
の風向とエコーの走行が同じ事から線状降水帯の分類としてはBack- and side-building 型に属すると思われる。

(7.3) NHM の再現実験について

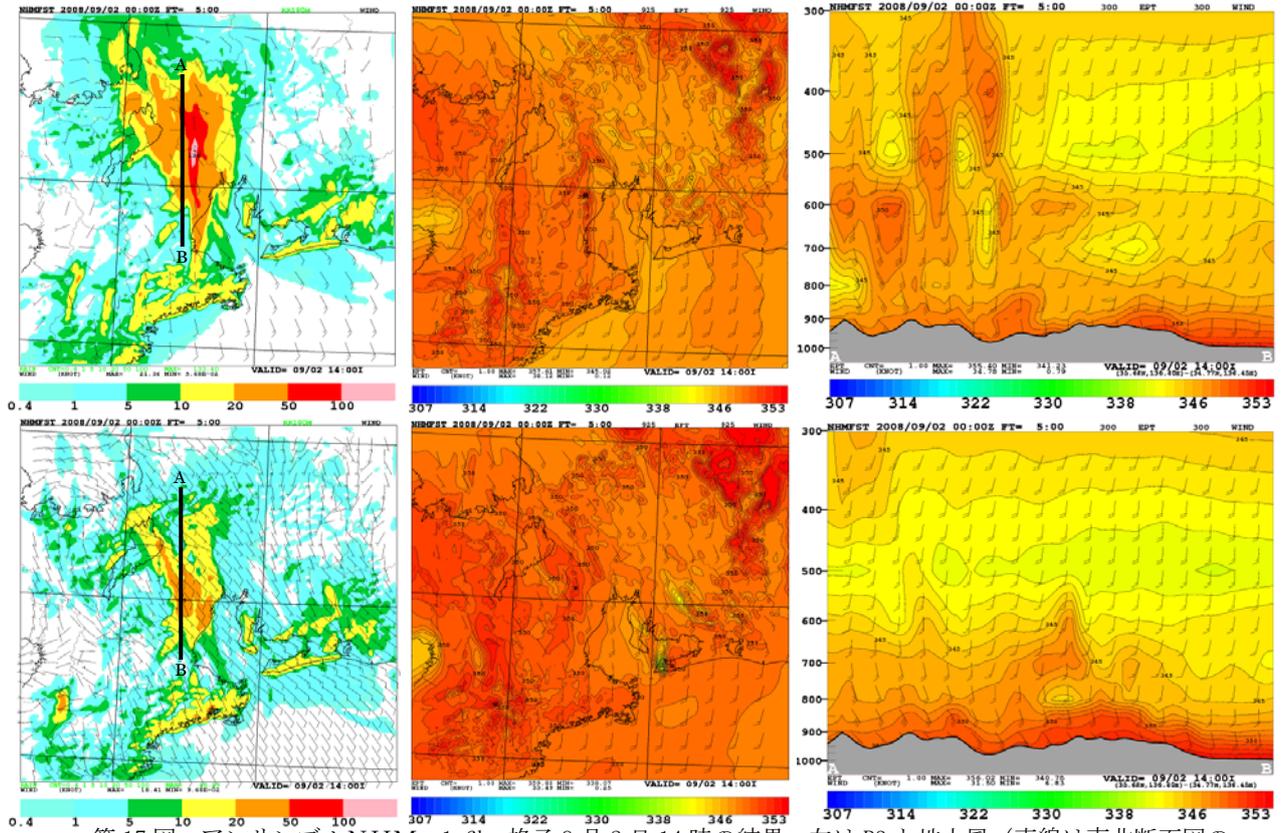
今回のように降水の再現性が悪い場合、計算領域を変えて何種類か試してみることは重要と思われる。計算領域を変えることで再現性が良くなったが15時頃の1回目の降水のピークの再現はできなかった。実況でのエコーの発生状況から鈴鹿山脈の地形の影響は大きいと推定していたがNHMでの地形編集の実験により、そのことを確認できた。アンサンブルNHMでは下層の暖湿気の入り方よりも、下層と中層の風向鉛直シアが降水表現を左右することが確認できた。

(参考文献)

吉崎正憲・村上正隆・加藤輝之編集, 2005: メソ対流系. 気象研究ノート, 208p.



第16図 アンサンブルNHM 5km格子9月2日14時の結果。左はR3と地上風(直線は南北断面図の切り口)、中は925hPaの相当温度と風、右は南北断面図である。上は#014、下は#002を示す。



第17図 アンサンブルNHM 1.6km格子9月2日14時の結果。左はR3と地上風（直線は南北断面図の切り口）、中は925hPaの相当温位と風、右は南北断面図である。上は#011、下は#002を示す。