

2003年7月18日に広島県で発生した線状降水帯

—気象庁非静力学モデルで解析した気流構造と地形や中層乾燥気塊の効果—

栗原 佳代子*・金森 恒雄**・瀬古 弘***

要 旨

2003年7月18日20時頃に広島県を通過した線状降水帯について、気象庁非静力学モデル（以下、JMANHMと呼ぶ）を用いて再現実験を行い、降水帯の気流構造や地形等の影響を調べた。線状降水帯は黄海付近の低気圧から南東にのびる温暖前線通過時に形成され、南西から北東にのびる形状を持っていた。降水帯の線状の形状は、豊後水道を通る南からの暖湿な下層気流が温暖前線北側の南東風と収束し、そこで発生した対流セルが中層の南西風によって北東に移動することにより形成されていた。また、既存の降水帯からの冷氣外流出が下層の収束を強め、降水帯の南側に新たな対流セルを発生させていた。気流と共に移動するトレーサーを用いた気流解析では、豊後水道を通過した南からの気流が、最盛期の降水帯の先端や側面から侵入して上昇していることから、降水帯が“バックアンド サイドビルディング型”の特徴を持っていたことがわかった。また、感度実験から、本事例の降水帯では、豊後水道や広島県周辺の地形が降水帯の発達に寄与していたこと、中層の乾燥した気流が、発達中の降水帯の周囲を冷却することで、降水帯内の上昇流の浮力を増やし、対流を強める効果を持っていたこともわかった。

1. はじめに

線状の降水域を持つ降水システム（線状降水帯、あるいは単に降水帯と呼ぶ）は、しばしば、集中豪雨を引き起こし、浸水や土砂災害などをもたらす。線状降水帯の発達要因や維持機構を明らかにすることは、科学的な興味ばかりでなく、防災上にも非常に重要である。これまでに、広島県周辺で発生した多くの集中豪雨について、地方气象台などにより、主に現業の観測データを用いた解析が行われている。これまでの報告から、移動速度の遅い線状降水帯がしばしば豪雨を引き起こすこと、その線状降水帯の発生や発達に対して地形や中層の乾燥気塊が大きく影響を及ぼしていることがわかっている。たとえば、1999年6月29日の広島豪雨の事例（第1図）では、広島湾の西側と東側に南

西から北東にのびる2つの線状降水帯が形成されていた。このとき、豪雨の初期段階では大野付近や屋代島付近の地形が対流の発生・発達に寄与していたこと、また降水帯付近に侵入した中層の乾燥気塊が降水帯を強化させたことが、黒良・福重（2000, 2001）によって報告されている。

線状降水帯については、降水域の形状や維持機構に基づいた分類法として、下層の暖湿気流が収束帯の走向に対してほぼ直角方向から供給される場合、下層気流に対して高度700 hPa 付近の気流が逆側から降水帯に入り込むときには“スコールライン型”に、同じ側から入り込むときには“バックビルディング型”になることが報告され、700 hPa 付近の風向が降水帯の走向とほぼ同じときには、降水帯の側面からも下層の

* 関西航空地方气象台高松空港出張所。

** 神戸海洋气象台。

*** 気象研究所。

—2008年5月13日受領—

—2009年5月7日受理—

† スコールラインは、活発な対流セルが線状に並び降水域が連なったものを指すが、本報告では、特に、アメリカ等の中緯度で観測される移動速度の速いスコールラインの「進行方向の逆側の中層から乾燥した気流が入り込む」という構造を持つ線状降水帯を指している。

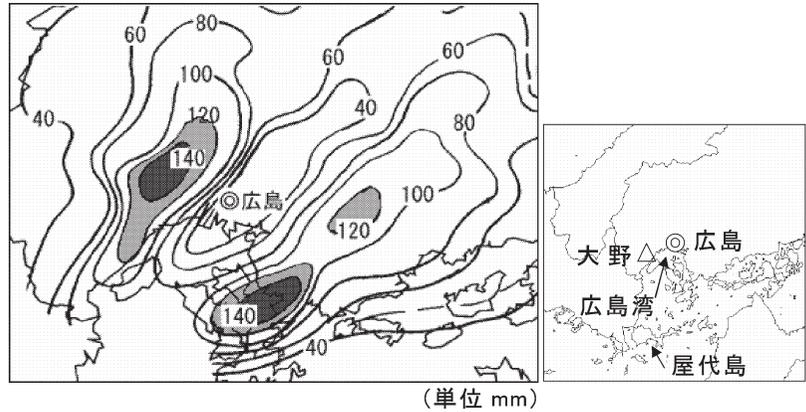
気流が供給される“バックアンドサイドビルディング型”になることが示されている(小倉・新野2006)。この分類法を適用した報告には、津口・榎原(2005)があり、彼らは2001年10月10日に千葉県佐原市や茨城県鹿嶋市に豪雨をもたらした線状降水帯が、“バックアンドサイドビルディング型”であったと指摘している。

これまでに豪雨を引き起こした線状降水帯について、観測データと共に数値

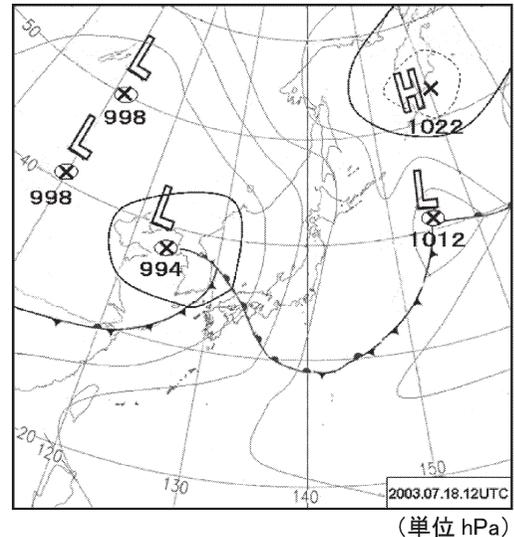
モデルを用いて、豪雨の要因を調べる解析も行われている。たとえば、Kato and Goda (2001)では、1998年8月4日の新潟豪雨の事例で、梅雨前線帯で発生する線状降水帯が数時間にわたり停滞した原因について、地形や雨滴の蒸発冷却ではなく、下層風の収束が強まったことが重要であると指摘している。また、要因の一つと考えられる中層の乾燥気塊については、加藤・瀬古(2005)が、700 hPa付近の気流が乾燥していた場合に、“スコールライン型”は降水を強め、“バックビルディング型”は降水を弱める場合があることを報告している。さらに、Kato (2006)では、同じ線状降水帯の中央部分と西部分で雲頂高度が異なる事例について、その原因が中層の乾燥気塊の流入量の差にあることを示している。

このように、線状降水帯の構造や維持機構に影響する要因については諸説あり、事例調査を積み重ねることが必要である。

本論文では、複数の発達した線状降水帯が広島県を通過した2003年7月18日から19日の事例に注目する。線状降水帯は、1時間に30~40 mmの激しい雨をもたらしながら、18日20時頃と19日00時過ぎに広島県を通過した。これらのうち18日20時頃に広島県を通過した降水帯について、格子間隔5 km及び2 kmの気象庁非静力学モデル(JMANHM)による再現実験を行い、再現結果やレーダー等の観測データを用いて、(1)線状降水帯の気流構造や(2)降水帯の形成や発達にかかわる地形や乾燥気塊の影響を調べた。



第1図 1999年6月29日広島豪雨における最大3時間降水量の水平分布(黒良・福重(2001)より引用)。影域は120 mm以上の領域を示す。地名を右図に示す。

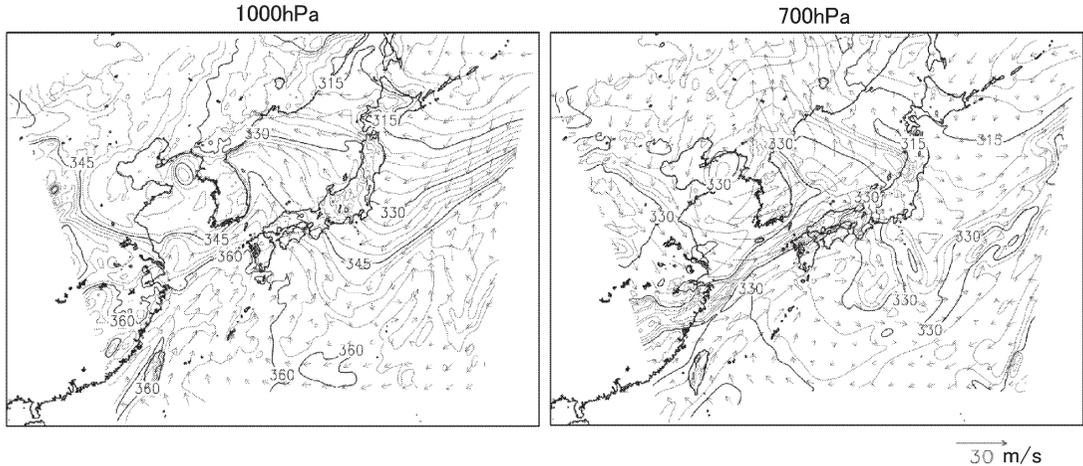


第2図 2003年7月18日21時の地上天気図。

2. 線状降水帯形成時の総観スケールの特徴

本論文で注目する降水帯を形成した総観場の特徴を見るために、降水帯が広島県を通過した時刻に最も近い18日21時の地上天気図を第2図に示す。黄海付近に低気圧があり、そこから南東にのびる温暖前線が広島県の東を横断していた。本論文で解析する降水帯は、この温暖前線に伴って組織化されたものであった。

次に、21時の気象庁メソ数値予報モデルの初期値による高度1000 hPa及び700 hPaの水平風と相当温位を第3図に示す。この初期値は、気象庁の現業の解析



第3図 18日21時の気象庁メソ数値予報モデルの初期値による(左)1000 hPaと(右)700 hPaの水平風と相当温位(K)の水平分布。

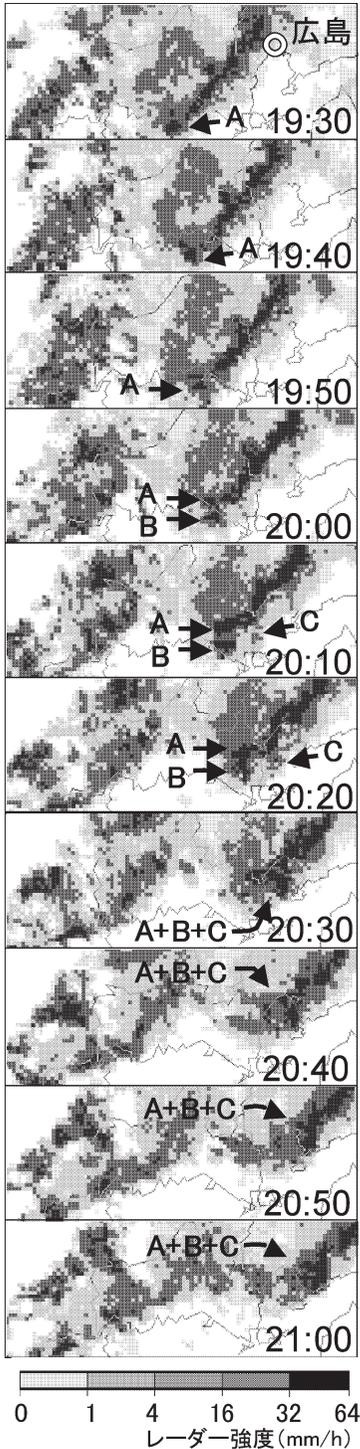
値から作成されており、実況に近い分布と考えられる。高度1000 hPaでは、九州南部より南に相当温位360 K以上の領域があり、そこから九州北部に向かって357 K以上の高相当温位の気流が流れ込んでいた。その気流は、相当温位が相対的に低い四国東部や紀伊半島の南からの南東風と収束しており、広島県を含む中国地方では相当温位の傾度が大きくなっていった。この収束が温暖前線に対応していると考えられる。高度700 hPaでは、九州より南に327 K以下の低相当温位領域があり、その周囲の九州北部から四国、近畿地方には330 K以下の低相当温位の気流が流れ込んでいた。一方、九州北部、中国地方、近畿地方南部には、前線による対流活動に対応した333 K以上の高相当温位域が見られた。これらの分布を相対湿度と比較すると(図省略)、相当温位が高い領域は相対湿度が高く多湿な気塊であり、相当温位が低い領域は相対湿度が低く乾燥した気塊であった。つまり、温暖前線の西側に位置する広島県付近は、下層には南から湿潤な高相当温位の気塊が流入し、中層には南西から乾燥した低相当温位の気塊が流入する対流不安定な成層状態であった。

3. 降水帯の対流セルの振る舞いと地上で観測された特徴

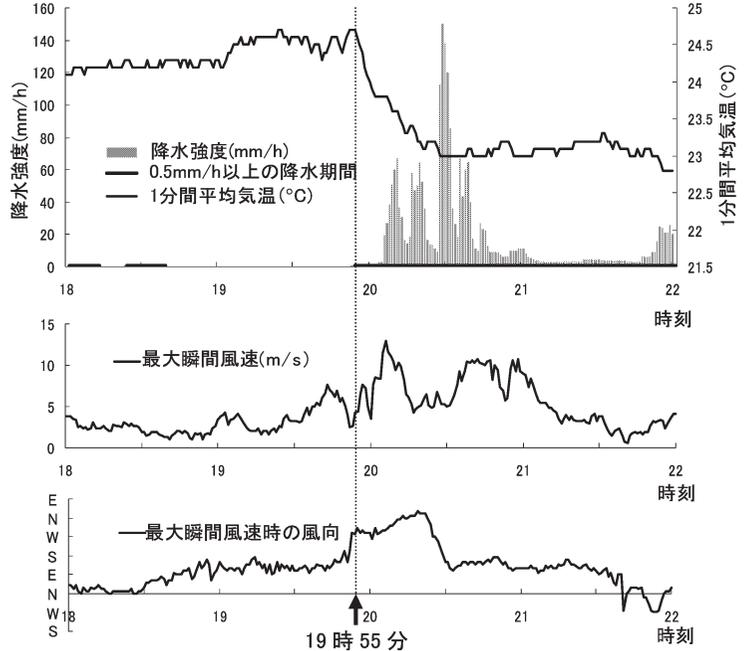
降水帯内の対流セルの様相を見るために、気象庁現業レーダーで観測された18日19時30分から21時00分までの10分毎のレーダーエコーを第4図に示す。19時30

分には、福岡県の北側から中国地方にかけて降水域が広がっていた。その降水域内の山口県から広島県に、温暖前線とほぼ直交する南西から北東の走向を持つ、降水強度16 mm/h以上の線状降水帯が形成されていた。福岡県の北側にある別の降水帯は、19日00時過ぎに広島県を通過して、2度目の強い降水をもたらすものである。山口県から広島県にのびる降水域は、内部の降水帯を持続させながら東に移動した。降水帯内の降水セルに注目すると、19時30分に降水帯の南西端にあった降水セルAは、時間と共に北東に進んでいた。降水セルAが陸地に差し掛かる20時00分頃と20時10分頃に、その南側約10 kmと南東側約20 kmの地点に、新しい降水セルBとCが発生した。20時30分頃には、これら3つのセルは併合して南東側に膨らんだ形状になり、最も発達した状態となった。

この強い降水帯の通過に伴う地上気温等の変化を見るため、広島地方気象台で観測した、1分毎の降水強度や気温、水平風の時間変化を第5図に示す。まず、弱い降水が始まる19時55分頃に、風向が南東から西に変わって気温が下がり始め、20時30分までに1.5°Cほど下降した。これらの変化から、線状降水帯が19時55分頃に観測点を通過し始めたことがわかる。一番強い最大瞬間風速(12.9 m/s)は、20 mm/h以上の強い降水が始まる20時06分に観測された。その後、強い降水時には風速が弱まり、強い降水が終わる20時45分頃よりもやや早い20時30分に、南よりの風に戻った。気温の下降が降水の開始と風向の変化を伴うことから、



第4図 気象庁現業レーダーで観測した18日19時30分から21時00分までの10分毎のレーダーエコー。



第5図 広島地方気象台で観測した18日18時から22時までの1分間毎の降水強度と気温，最大瞬間風速の風速と風向。

一時的に吹いた西から北よりの風は，雨滴などの蒸発で生じた冷気外出流によるものと考えられる。

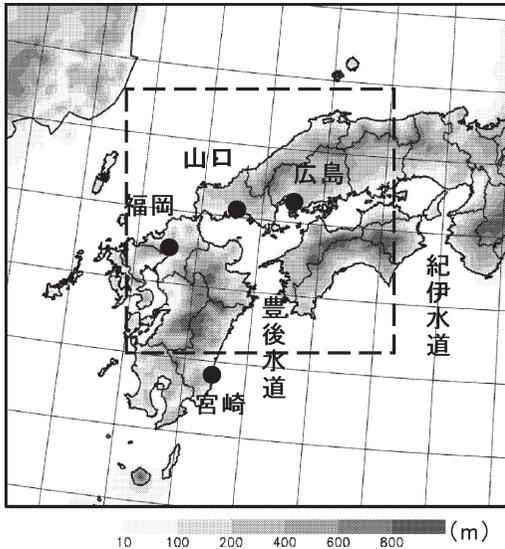
4. JMANHM を用いた再現実験

本論文の再現実験では，格子間隔を5 km と2 km にした JMANHM を予報モデルに用いた (第6図)．格子間隔5 km の実験では，線状降水帯に対する地形の効果を見るために，影響を及ぼすと考えられる四国・九州地方の地形を含む760 km×760 km を計算領域とし，格子間隔2 km の実験では，降水帯付近の詳細な情報を得るために，広島県周辺の地形を含む404 km×404 km を用いた．鉛直方向には40層をとり，高い高度ほど層が厚く，最下層の格子間隔は40 m，最上層の高度は22.06 km とした．

初期値は，格子間隔5 km の実験では，水平分解能20 km の気象庁領域モデルの18日15時の出力から作成し，格子間隔2 km の実験では，格子間隔5 km の実験の18日15時の出力から作成した．境界値は共に1時間毎に取り入れた．

4.1 再現した総観スケールの特徴

まず，格子間隔5 km の実験結果を用いて総観スケールの特徴を確認する．第7図は，第3図で示した



第6図 JMANHMの計算領域と本文中に用いる主な地名。地形の標高を濃淡で示す。示した領域全体が格子間隔5 kmの計算領域、内側の破線内が2 kmの計算領域である。

気象庁メソ数値予報モデルの初期値と同じ時刻である18日21時（予報時間6時間目）の高度1000 hPa及び700 hPaの相当温位や相対湿度、水平風の分布である。再現した高度1000 hPaの相当温位は、九州南部の海上で357 K以上と高く、そこから348 K以上の高相当温位の気流が山口県や広島県まで到達していた。そして、その気流は、相当温位が相対的に低い四国東部や紀伊半島の南からの南東風と収束していた。高度700 hPaでは、相当温位と湿度の分布はよく一致しており、前線に伴う強い降水域付近では、湿度が高く、相当温位も342 K以上であった。一方、前線より南では急激に相当温位、湿度とも低下し、福岡県や広島県周辺では、336 K以下の乾燥した低相当温位域が強い降水域に接近していた。

再現された相当温位分布を第3図と比較すると、南からの気流の相当温位は、下層で実況よりやや低く、中層でやや高くなっているものの、これらの相当温位の空間分布は良く似ていて、JMANHMは総観スケールの特徴を概ね再現していたといえる。

4.2 降水帯の発達

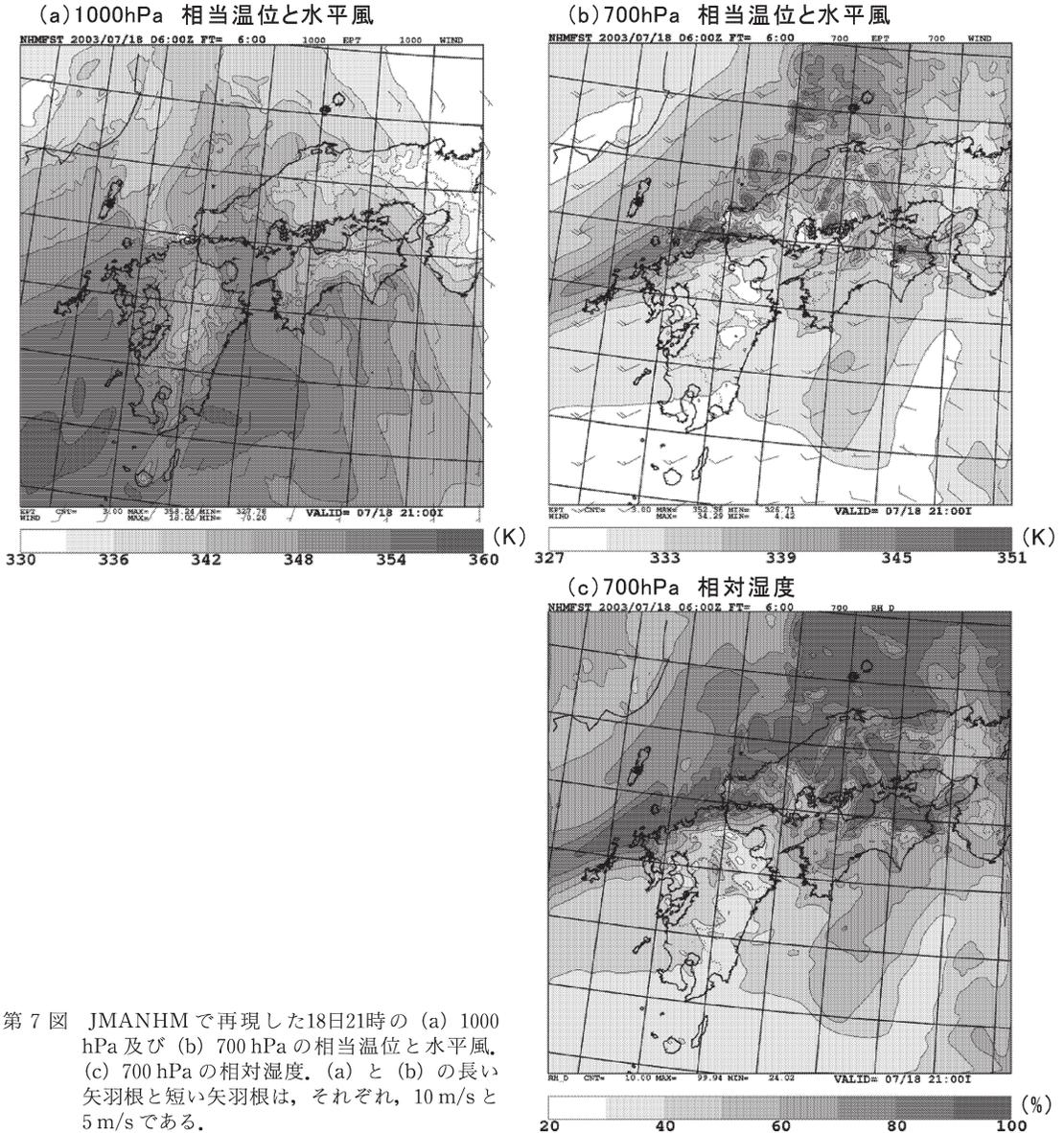
次に、格子間隔5 kmのJMANHMで再現された降水帯の構造を見る。5 kmの格子間隔は、レーダーで観測されたような個々の対流セルは表現できない

が、降水帯の周囲の気流構造を表現でき、また、降水帯内に再現された強い降水域は、対流セルの移動などの振る舞いを示唆すると考えられる。

第8図は、19時00分、19時30分、19時40分、20時00分の降水域と地上風の水平分布である。19時00分には、山口県から広島県西部にのびる降水域aがあり、その南西端の南側に、18時20分に海上で発生し（図省略）、発達を始めた小さな降水域bがあった。この降水域bは、北東にのびながら発達し、19時30分には、線状の形状を持つようになった。19時40分には、降水帯bの南西端の南側約10 kmの地点にさらに新しい降水域cが発生し、次第に発達した（20時00分）。これらの降水域が注目する降水帯に対応し、降水域の発生が観測された新しい降水セルBとCの発生に対応していると考えられる。水平風に注目すると、降水域では南風、東側では東風成分を持つ南風になっていて、両気流の収束域に沿って降水域が形成されていた。降水帯aは、降水帯bとは異なり、次第に衰弱を始め、20時00分には、5 mm/10 min程度まで弱まった。これらの線状降水帯の走向や移動、南側に新しい降水域が発生する点など、観測事実がよく再現されたといえる。

次に、降水帯が線状に発達する様相を調べるため、降水域bが発達し衰弱に向かうまでの、降水帯の走向に沿った鉛直断面図（第9図）を作成した。対流が発達途中の19時00分には、高度800 hPaより下層に温暖前線に対応した東西風の風速差の大きい境界があり、そこでは強い上昇流によって、下層の高相当温位の気塊が持ち上げられていた。地上の東西風が収束する降水帯の南西端で強い上昇流が保持される一方、上昇流域が時間と共に北東に広がっていた。高度700 hPa付近を見ると、東西風では西風が卓越し、乾燥した低相当温位の気塊が降水帯に向かっていった。上昇流域が降水帯の南西端から北東側に広がったのは、700 hPa付近の水平風により、対流セルが北東に移動したためと考えられる。これらの上昇流域に供給される気流については、次章の気流構造で述べる。

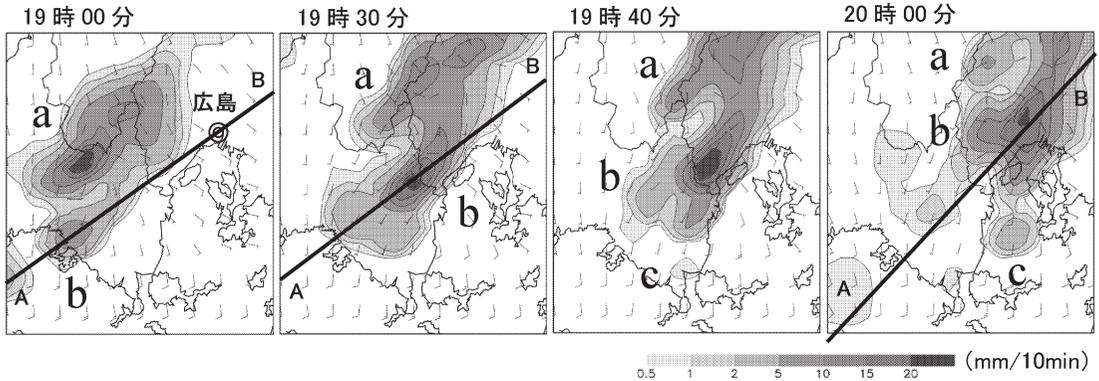
さらに、降水帯bの南側に新たな降水域が発生した要因を調べるため、降水域cが発生する10分前の19時30分に注目し、高度520 mの気温、発散の時間変化と水平風を見る（第10図）。広島県や山口県では気温が低く、特に降水帯とその周辺で低温になっていた。この低温域は、降水や温暖前線北側の寒冷な気塊によるものと考えられ、800~1000 m程度の厚さを持



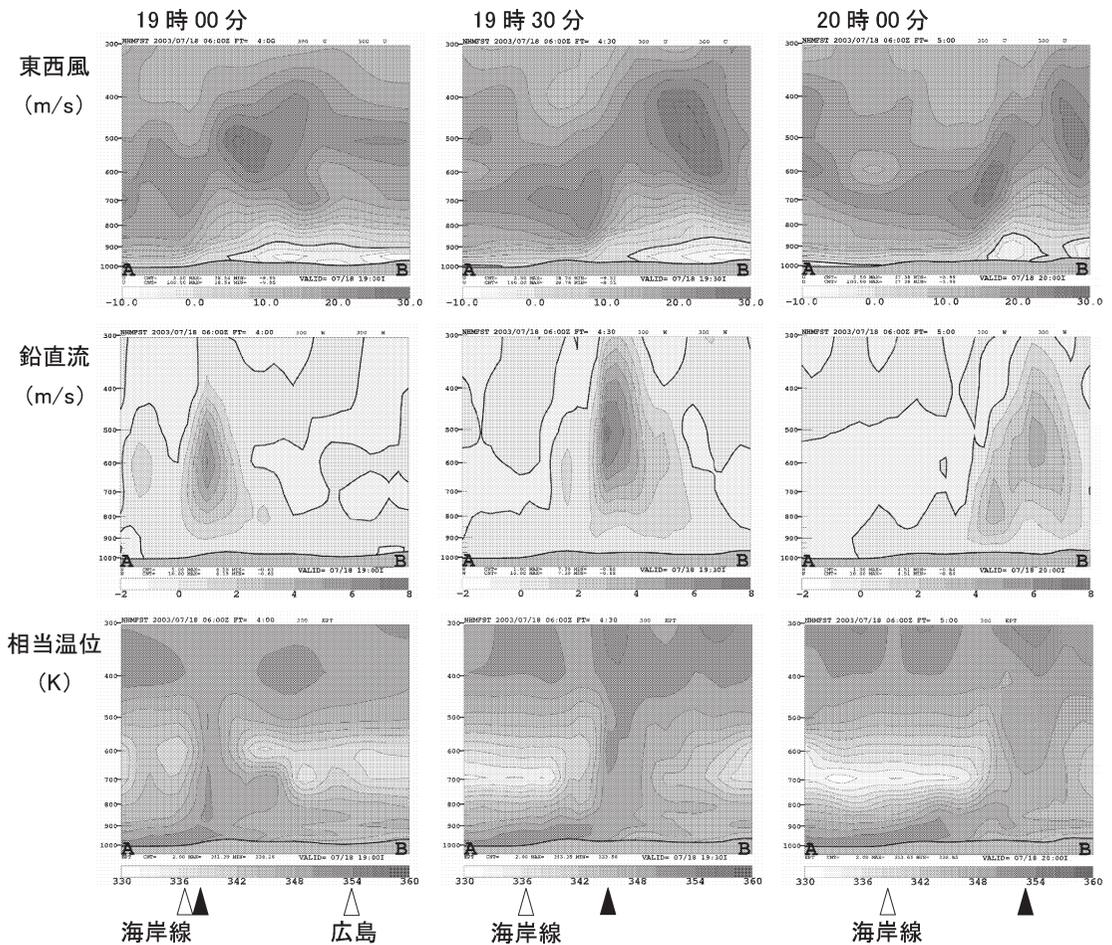
第7図 JMANHMで再現した18日21時の (a) 1000 hPa 及び (b) 700 hPa の相当温位と水平風、(c) 700 hPa の相対湿度。(a) と (b) の長い矢羽根と短い矢羽根は、それぞれ、10 m/s と 5 m/s である。

ち、冷気層の上端は、地形の高度と合せて1200 m ほどであった(図省略)。22.5°Cの等値線(第10図aに白線で示す)に注目すると、22.5°C以下の領域は、降水帯bから南西側へのび、降水域c(図中に白矢印で示す)の近くまで到達していた。次に、水平発散の前10分間の時間変化を見ると、降水帯bのすぐ下では、強い降水により発散が強まっていた。一方、降水帯bの南側では、収束が強化された領域が見られた。収束の強化量が特に強い $4.0 \times 10^{-4}/\text{sec}$ 以上の領域は、対

流による上昇流強化に対応していると考えられる。そこから周囲に広がる $2.0 \times 10^{-4}/\text{sec}$ 以上の領域(第10図bに白線で示す)に注目すると、22.5°C以下の低温域から少し南東にずれているものの、降水域cの近くまで到達するというよく似た形状をしていた。これは、既存の冷気層に降水帯からの冷気外出流が加わることで暖湿気塊との収束が強化されたものと考えられる。降水域cは、この収束域の周縁に位置していることから、冷気外出流が降水域cの発生に寄与し

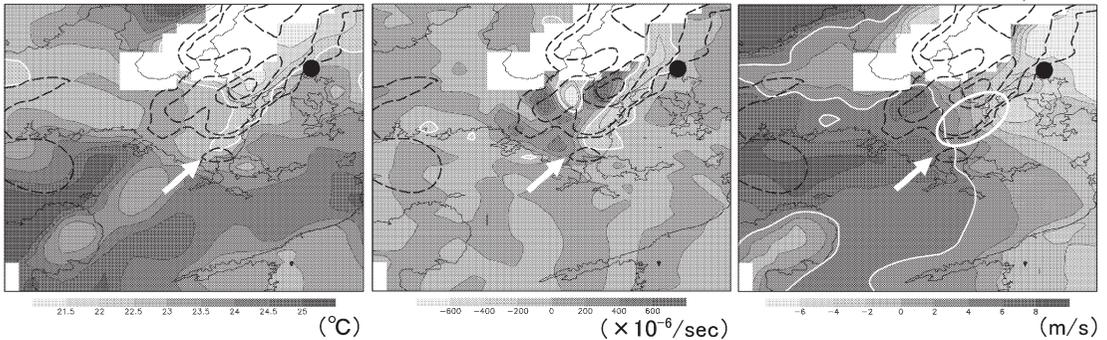


第8図 JMANHMで再現した18日19時00分, 19時30分, 19時40分, 20時00分の10分間降水量. 矢羽根は地表面の水平風を示し, 長い矢羽根と短い矢羽根は10 m/sと5 m/sを表す. 実線 A-Bは第9図に示す鉛直断面図の位置である.



第9図 第8図の実線 A-Bに沿った(上)東西風, (中)鉛直流と(下)相当温位の鉛直断面図. 左から順に18日19時00分, 19時30分, 20時00分を示す. 東西風と鉛直流の断面図内の太線はゼロ値の等値線である. 図下に第8図で見た地形(△)と強雨の中心付近(▲)の位置を示す.

高度 520m の (a) 気温 (b) 前 10 分からの発散の変化量 (c) 東西風



第10図 JMANHM で再現した18日19時30分の高度520 m の (a) 気温, (b) 発散の前10分間の時間変化, (c) 東西風. 図中の黒丸は広島的位置を示す. 白い領域は, 標高が520 m より高い領域である. 白い矢印と黒い破線は, 新しい降水域 **c** の位置と, 19時40分の10分間降水量が0.5, 2, 10, 20 mm 以上の領域を示す. (a) の白線は気温22.5°Cの等値線である. (b) の発散の変化量は 10^6 倍した値で表し, 白線は収束が $2.0 \times 10^{-4}/\text{sec}$ 以上強化された領域を示す. (c) の白線は西風4 m/sの境界を, 白い楕円は東西風の等値線が南西側に膨らんだ領域を示す.

たことが示唆される.

次に, 降水域 **c** の発生と温暖前線との関係を調べるため, 東西風分布を見る. 第9図に示したように, 温暖前線は風速差の大きい境界に対応していると考えられる. そこで, ここでは境界として, 東西風の風速差が大きく, 降水域 **b** の南部分で西風が減速し始める4 m/sの等値線(第10図cに白線で示す)に注目する. この境界の東側では, 西風の減速によって上昇流が生じることから, 境界が上昇流域の西端付近であることも意味している. 降水域 **c** は, 降水帯 **b** から豊後水道へ向かって南にのびる境界線上, つまり, 上昇流が生じ始める温暖前線付近で発生していた. また, その発生域の北東側(第10図cに白い楕円で示す)では, 東西風の等値線が南西側に膨らんで曲がっていた. この変形は, 第10図bで示した降水帯 **b** から発散する気流によるものと考えられ, 発散した気流が降水帯から離れた温暖前線付近まで到達していたことを示している.

これらの分布から, 新しい降水域 **c** が発生した要因について, 「既存の冷氣層に加わった降水帯 **b** からの冷氣外流出に伴う発散する気流が, 降水帯 **b** の南側にある温暖前線付近まで広がり, そこで暖湿気塊との収束を強めていた. この強められた収束により, 新しい降水域 **c** が発生していた」と考えられる.

なお, 降水域 **c** の発生域における暖湿気塊のLCLは高度480 m, LFCは1400 m程度である. 降水域 **c** を通る南北の鉛直断面を見ると(図省略), 降水域 **c**

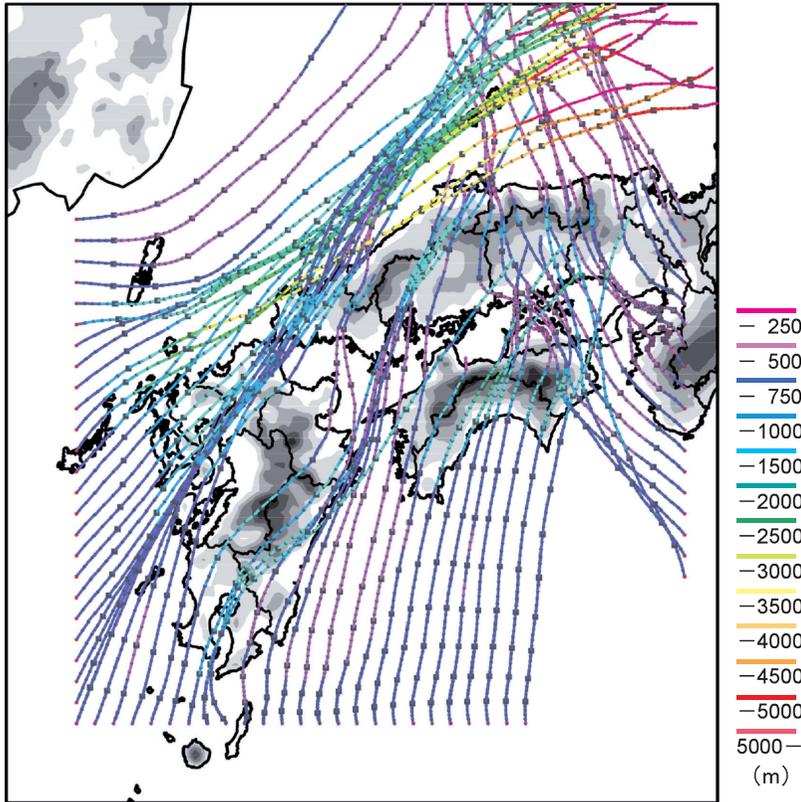
の極近くまで厚さ800 mほどの冷氣塊が到達しており, 南からの気流がこの厚い冷氣塊と収束して上昇し, 降水域 **c** を発生させていた. 既存の冷氣層が存在することで, わずかな冷氣外流出でも対流を発生させやすい環境にあったといえる.

5. 降水帯周辺の気流構造

四国・九州地方を含む降水帯周辺の大きな気流構造を見るために, 流跡線解析を行った. この解析では, 10分毎に出力した格子間隔5 kmのJMANHMの結果を元に, 線形内挿により1分毎の風分布を作成してトレーサーを移動させた. トレーサーを水平風の下流側である計算領域北側を除く3辺の境界付近の高度600 mに置き, 15時10分から710分間追跡した(第11図). 追跡の結果, 広島県の降水帯に供給される南からの気流は, 第7図で確認した相当温位が348 K以上の暖湿な気流で, 九州山地を迂回し, 宮崎県の沿岸や豊後水道を通過し, 広島県付近に集中的に流入していた. この流れは, 高度1000 m付近以下で特徴的に見られた.

一方, 東からの気流は, 線状降水帯の付近で見られた南東風であり, 第9図で示した温暖前線北側の厚さの薄い気流である. この気流は上昇することなく, 紀伊水道から中国地方の広範囲に広がっていた.

次に, 降水帯周辺の詳細な気流構造を見るために, 格子間隔2 kmの結果を用いて流跡線解析を行った. まず, 下層の暖湿な気流を追うため, トレーサーを18



第11図 JMANHM の再現結果をもとに作成した流跡線。トレーサーを18日15時10分に高度600 mに置き、710分間追跡した。流跡線の色は、トレーサーの高度を示す。

時20分に降水帯の南側に沿って高度300 mと600 mに置き、その後の移動を追跡すると、高度300 mのトレーサーは降水帯 a の先端で収束して上昇し、中層風と同じ北東側に移動していた(第12図 a)。高度600 mのトレーサーは降水帯 a に流入する気流の上を通り、降水帯 b の先端や側面で収束して上昇し、中層風と同じ北東側に移動していた(第12図 b)。この側面から供給された気流は、第9図の上昇流分布に見られた、北東側に広がった対流セルの維持に寄与していたと考えられる。このように、南側からの暖湿な気流が降水帯の先端や側面で収束して上昇していることから、本事例の降水帯が“バック アンド サイドビルディング型”であったことがわかる。次に、中層の乾燥気塊の流れを追うため、19時30分にトレーサーを降水帯の南西側の高度3000 mに置き、移動を追跡した(図省略)。発達した降水帯 b に向かう気流は、降水帯の先端側から浸入し、降水帯を迂回する流れと、降水帯に

衝突し上昇する流れになった。一方、衰弱中の降水帯 a 内に到達した気流は、緩やかに下降していた。中層の気流が乾燥していたことから、気流が降水帯 a 内を通過する間に降水粒子の蒸発を促し、気温が下がって下降流を強め、下層の発散する冷気外出流を強化していたと考えられる。

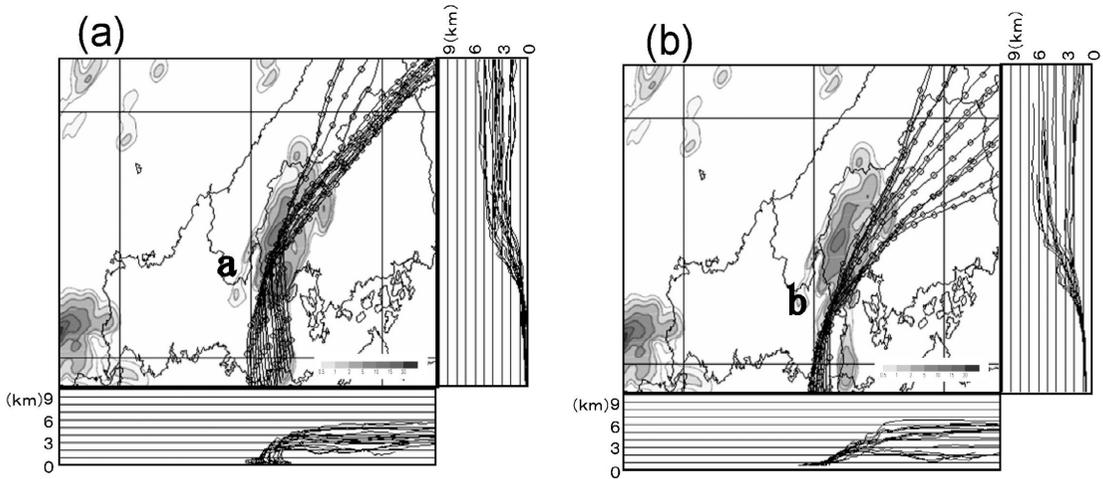
6. 感度実験

6.1 地形による効果

対流の発達に及ぼす地形の影響を調べるため、格子間隔 5 km の JMANHM を用い、そのままの地形を用いた実験(コントロール)のほかに、中国地方や四国地方の西半分の地形の標高を、それぞれ 0 m にした実験を行った。この感度実験では標高のみを変化させており、海陸分布や粗度については操作していない。今回のように、ある

場所で地形の標高が 0 m になるように与えた場合、標高を変化させない部分との境目で直立した地形分布になるが、初期値作成時に境目付近の地形が滑らかなるように補正されるため、不自然な対流は発生しなかった。

それぞれの感度実験の18日18時から22時まで(予報時間03時から07時まで)の4時間積算降水量を第13図に示す。まず、中国地方の西半分を平坦にすると、コントロールランと比べ、広島県付近の降水帯の降水量が減少した。領域平均した降水量で比較すると、地形ありが5.1 mm であるのに対し、中国地方を平坦にすると3.5 mm と、70%ほどになった。このことは、中国山地の地形が降水の増加に寄与していたことを示している。中国地方の西半分を平坦にしても、地形ありと同様に複数の線状降水帯が形成されたのは、温暖前線が影響する降水帯自身の世代交代によるものと考えられる。ただし、地形がないため降水帯の発達に時間



第12図 JMANHMの再現結果をもとに作成した、降水帯の南から(a)降水帯aと(b)降水帯bに到達し上昇するトレーサーの流跡線。トレーサーは、18時20分に降水帯に沿う高度300mと600mに置き、180分間追跡した。トレーサーの10分毎の位置を流跡線上の丸で示す。水平面図の影域は、トレーサーが降水帯に到達する19時40分の10分間降水量の分布である。水平面図の右と下にある流跡線は、東側や南側から見たトレーサーの位置で、縦軸は高度である。

を要し、世代交代のサイクルは遅くなっていた。

次に、四国地方の西半分を平坦にした場合には、コントロールランよりも降水量が多く、領域平均した降水量は5.8mmに増加していた。これは、豊後水道を通過する気流が広がり、より多くの下層の暖湿な気塊が降水帯に供給されたためと考えられる。

これらの実験から、本事例の線状降水帯の発達には、豊後水道を通過する南からの気流が水蒸気の供給に重要であり、また、中国地方や四国地方の地形が水蒸気をせき止めて降水量を増減させる効果を持つことがわかった。

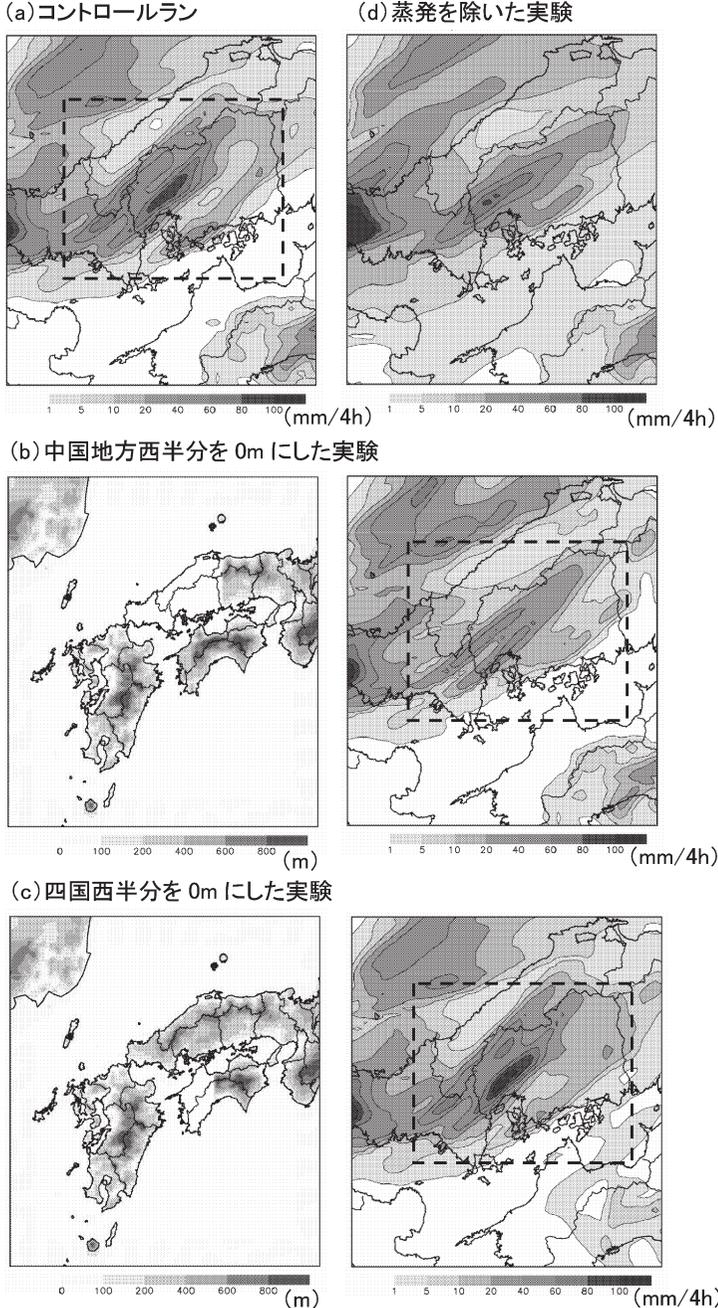
6.2 中層の乾燥気塊による蒸発の効果

中層の乾燥気塊が対流に及ぼす影響の1つとして、雨滴などの水物質を蒸発させて気温を下げる効果が考えられる。そこで、格子間隔5kmのJMANHMを用い、18日15時を初期時刻として、降水粒子(雨、雪、あられ)の蒸発を含んだ実験(コントロールラン)のほかに、蒸発の効果を除いた実験を行った(第13図d)。蒸発を取り除くと、広島県付近の降水量が減少し、降水帯の南側で新しい降水帯が発生するものの、その発達や世代交代が弱くなった。この違いが生じた要因を調べるために、高度700hPaの気温や鉛直流の鉛直分布を比較した(第14図)。第7図や第9図の相当温位で示したように、700hPa付近には、南西から乾燥した低相当温位の気塊が流入している。コン

トロールランでは、中層の乾燥気塊が流入している降水帯の南西側が、周りに比べて気温が低くなり(第14図に矢印で示す)、上昇流も強くて上昇流の上端高度も高くなっている。このことから、中層の乾燥気塊内の蒸発により、降水帯上流側で気温が下降することで、上昇中の暖湿気塊の浮力が相対的に増し、上昇流がより強くなり、対流が強化されたと考えられる。そして、強化された対流による降水量の増加や、乾燥した気塊による蒸発冷却が、それぞれに下降気流を強めたと考えられる。その結果、コントロールランでは、降水帯付近の冷気外出流がより低温で、下層の収束がより南西側に伸びていた(図省略)。冷気外出流強化の効果として、冷気外出流による収束が降水帯周辺にとどまる程度の強さの時には、下層の収束をより強化することで、既存の降水帯の上昇流を強めると考えられる。さらに本事例では、冷気外出流の先端が既存の降水帯周辺よりも離れた暖気の流入側まで広がり、そこでの収束を強化することにより、降水帯の世代交代をより明瞭にしていたと考えられる。

7. まとめと考察

2003年7月18日20時頃に広島県を通過した南西から北東の走向を持つ線状降水帯について、観測データやJMANHMによる再現実験結果を用いて調べた結果を以下のようにまとめることができる。

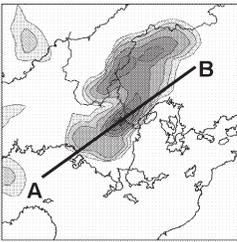


第13図 JMANHM を用いた感度実験の18日18時から22時までの4時間積算降水量。(a) は地形や蒸発を含んだままのコントロールラン、(b) は中国地方西半分の地形を0mにした実験、(c) は四国地方西半分の地形を0mにした実験、(d) は雨滴などからの蒸発を除いた実験を示す。(b) と (c) の左側の図は、感度実験に用いた地形を、(a) (b) (c) の破線は、平均降水量を求める領域を示す。

- ① 九州を迂回して豊後水道を通る下層の暖湿な気流が、広島県を通過していた温暖前線の北側の南東風と収束し、そこで対流セルが発生して、線状降水帯を形成していた(第15図a)。
- ② ①で発生した対流セルは、中層風の風下に流され、降水帯は地上の温暖前線とほぼ直交する中層風の風向と同じ走向を持つ線状の形状になった(第15図b)。
- ③ 豊後水道から流入する下層1km以下の気流は、降水帯の先端や側面から入って上昇していた。この気流構造から、本事例の降水帯は“バックアンドサイドビルディング型”であることがわかった(第15図bのA)。
- ④ 中層では、乾燥した南西風が降水帯に到達し(第15図bのB)、降水帯近くでは、水物質が蒸発して気温が低下していた。そのため、不安定度が増して、対流がより発達していた。
- ⑤ 新しい降水帯になる対流セルは、既存の降水帯の冷氣外出流によって強められた下層の収束により、既存の降水帯から10kmほど南側に離れた冷氣外出流の先端で発生していた(第15図c)。
- ⑥ 中国地方の地形は、降

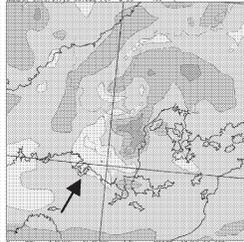
(a) コントロールラン

10分間降水量



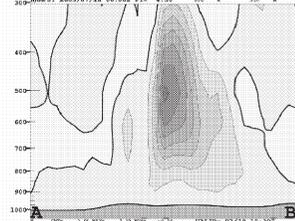
(mm/10min)

700hPa の気温



(°C)

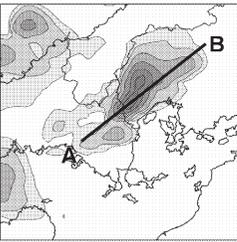
A-B に沿った鉛直流



(m/s)

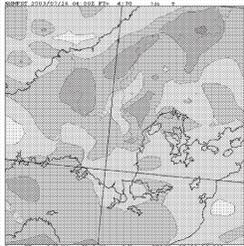
(b) 蒸発を除いた実験

10分間降水量



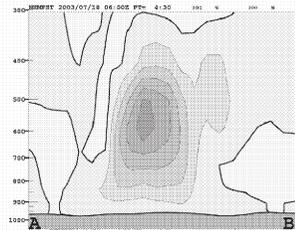
(mm/10min)

700hPa の気温



(°C)

A-B に沿った鉛直流



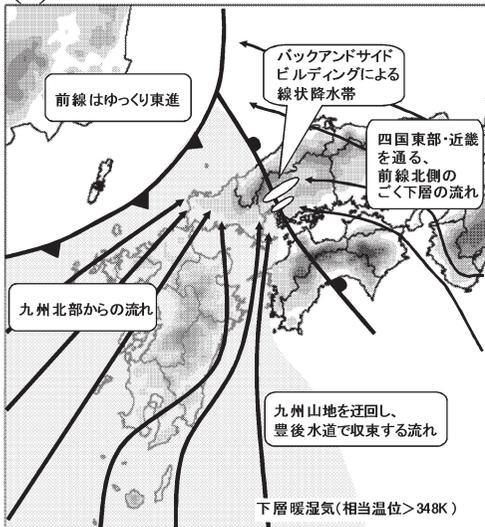
(m/s)

第14図 JMANHM を用いた感度実験による18日19時30分の10分間降水量と700 hPa の気温、降水帯に沿った鉛直流分布。(a) はコントロールラン、(b) は蒸発を除いた実験の結果を示す。700 hPa の気温分布の矢印は蒸発により気温が低くなった部分を示している。

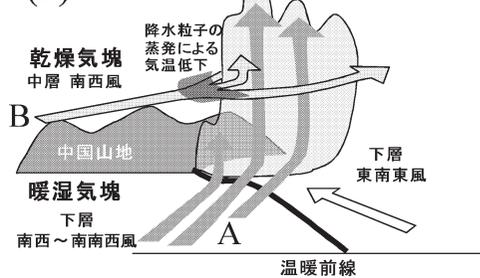
水帯の降水量を増やす働きがあり、また、四国山地は、豊後水道を通過する水蒸気量を制限し、降水量を弱めるように寄与していた。

最後に、中層の乾燥気塊の寄与と降水帯の世代交代について考察する。中層の乾燥気塊が対流セルの発達を強化させるか抑制するかは、降水帯の形態によって異なることが、加藤・瀬古(2005)によって報告されている。しかし、本事例のJMANHMで再現された降水帯では、乾燥気塊が、発達中の降水帯の対流をより強化させる一方、発達期を過ぎた降水帯の衰弱を助長することが示唆された。このことは、同じ形態であっても、降水帯の発達段

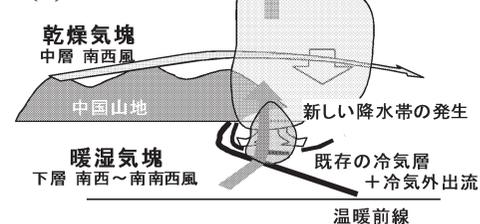
(a)



(b)



(c)



第15図 降水帯の気流構造。

階によって乾燥気塊の寄与が異なることを示している。また、本事例と似た事例で、大阪湾付近で発達した2003年4月8日の線状降水帯の場合では、同じ発達中の“バック アンド サイドビルディング型”の降水帯にもかかわらず、中層の乾燥気塊の侵入により、対流が衰弱を始めていたことが報告されている(瀬古ほか 2006)。その減衰の理由には、中層の乾燥気塊の流入量のほかに、中層を飽和させるだけの十分な暖湿な気塊が下層から供給されていなかったことも考えられる。これらの要因(降水帯の形態や発達段階、下層の暖湿な気流の流入量など)と乾燥気塊の効果を総合的に理解するためには、多くの線状降水帯を調べる必要があり、今後の課題としたい。

本事例では、下層の冷氣外出流が降水帯よりもより暖気側に流れ出し、そこで新たな降水帯に成長する対流セルが発生していた。これまでの事例解析の報告では、降水帯内の対流セルの世代交代については多くの報告があるものの、本事例のような降水帯自身の世代交代については数少なく、稀な現象と考えられる。たとえば、関東平野を通過した“スコールライン型”の事例(瀬古ほか 1998)では、冷氣外出流が降水帯よりも早く暖域側に進んでしまったために、新しい対流が降水帯付近に発生せず、その部分から減衰が始まったことが述べられている。本事例のように、冷氣外出流が降水帯と離れてしまっても新しい対流セルが発生して降水帯に成長できた条件は興味深く、防災上重要である。降水帯の世代交代に必要な条件についても今後の課題としたい。

謝 辞

本研究では、JMANHM を用いて計算を行い、初期値・境界値は気象庁数値予報課から提供していただきました。また、本研究について、広島地方気象台の職員の皆さん、地方共同研究のメンバーに議論していただき、有意義なコメントをいただきました。元大阪管区気象台気候・調査課の熊原義正さんには、流跡線

解析に取り組むきっかけや本研究の取りまとめについて前向きに支えていただきました。また、お二人の査読者の方、編集委員の方には、本論文を向上させる有意義なコメントをいただきました。ここに記して、深く感謝いたします。

本研究は、気象研究所地方共同研究「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の解明」の成果です。

参 考 文 献

- Kato, T., 2006: Structure of the band-shaped precipitation system inducing the heavy rainfall observed over northern Kyushu, Japan on 29 June 1999. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 129-153.
- Kato, T. and H. Goda, 2001: Formation and maintenance processes of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 899-924.
- 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.
- 黒良龍太, 福重貴之, 2000: 1999年6月29日 大雨をもたらせた低気圧の構造, 日本気象学会2000年度関西支部例会講演要旨集, (92), 57-59.
- 黒良龍太, 福重貴之, 2001: 豪雨の状況. 広島地方気象台平成11年広島の豪雨調査報告, 8-19.
- 小倉義光, 新野 宏, 2006: お天気の見方・楽しみ方 (6) 謎に満ちた不意打ち集中豪雨—2004年6月30日静岡豪雨の場合 (その2). *天気*, **53**, 821-828.
- 瀬古 弘, 吉崎正憲, 楠 研一, つくば域降雨観測実験グループ, 1998: 1995年8月16日に関東平野を通過したスコールライン. *天気*, **45**, 93-103.
- 瀬古 弘, 熊原義正, 斉藤和雄, 地方共同研究“線状降水帯の構造と維持機構・移動と強化の要因の解明”グループ, 2006: 2003年4月8日に大阪湾付近で組織化された線状降水帯—移動や衰弱と環境との関係—. 日本気象学会秋季大会予稿集, (90), P341.
- 津口裕茂, 榊原 均, 2005: 2001年10月10日 佐原・鹿嶋に豪雨をもたらしたレインバンドの構造と維持機構. *天気*, **52**, 25-39.

Band-Shaped Precipitation System Observed in Hiroshima on 18 July 2003
—Airflow Structure and the Effects of Terrain and
Middle-Level Dry Air Analyzed by JMANHM—

Kayoko KURIHARA*, Tsuneo KANAMORI** and Hiromu SEKO***

* (*Corresponding author*) Takamatsu Airport Branch, Kansai Aviation Weather Service Center,
3473-3 Yusa, Kounan-cho, Takamatsu, Kagawa 761-1402, Japan.

** Kobe Marine Observatory, Kobe 651-0073, Japan.

*** Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan.

(Received 13 May 2008 ; Accepted 7 May 2009)
