2008年7月28日近畿地方を南西進した線状降水帯と 都賀川での大雨について

草 開 浩*1·小 山 芳 太*2·金 森 恒 雄*3·瀬 古 弘*4

要旨

2008年7月28日に近畿地方を南西進した線状降水帯について,観測データの解析と数値予報モデルを用いた再現 実験を行い,降水帯の成因と構造を調べた。この降水帯は,兵庫県・京都府・滋賀県の南部(近畿地方中部)で降 水セルが列状に並んだ降水域と,兵庫県・京都府・滋賀県の北部(近畿地方北部)から南下した降水帯が合流して 形成された。合流時の降水帯の形成機構では,近畿地方北部の降水帯からの冷気外出流が下層の収束を強化し,近 畿地方中部の降水系の対流を強めたことが重要であった。また,同日に神戸市灘区の都賀川で発生した大雨は,神 戸市西区上空で発生した降水セルが南東進し,急発達したものであった。降水エコーの急発達と下層の冷気外出流 の到達が一致していたことから,近畿地方中部で発達した線状降水帯からの冷気外出流が急発達に深く関係してい たことがわかった。

1. はじめに

夏季,水平スケール10 km ほどの降水域が突然発生 して急発達し,豪雨災害をもたらすことがある.この ような豪雨は,新聞やテレビなどのマスメディアで "ゲリラ豪雨"(宮澤 1999)などという言葉で表現さ れることもある.この現象は,メソ数値予報モデルで 予測可能とされるメソ対流系と比較して,時間・空間 スケールが小さく,そのため,気象庁現業の観測シス テムですべてを捉えることは難しい.また,この現象 を数値予報で正確に予報することも困難である.しか し,ひとたび発生すれば人的影響は非常に大きく,予 報現場では,迅速で正確な情報提供が要求されてい る.このような現象の成因や詳細構造を把握すること

- *1 関西航空地方気象台神戸空港出張所(現:気象庁予 報部数値予報課).
- *2 大阪管区気象台予報課.
- ** 神戸海洋気象台観測予報課(現:大阪管区気象台予 報課).
- *4 気象研究所。

-2010年3月29日受領--2011年3月4日受理-

© 2011 日本気象学会

は、科学的な興味ばかりでなく、今後、同様な事例が 発生した場合に円滑な注意報・警報発表作業の遂行に もつながり、災害の被害を軽減させることにも寄与で きる.

2008年の夏季は、全国各地で豪雨や局地的大雨がた びたび発生した(気象庁予報部予報課 2009)。特に本 報告で扱う2008年7月28日の事例では、近畿地方を北 西-南東方向へ線状にのびた降水帯(以下、線状降水 帯)が南西進して、各地で大雨が発生した。この線状 降水帯の南西側にある神戸市灘区の都賀川下流では、 中流で発生した突然の大雨によって、水位が短時間で 急激に上昇した。この増水によって、大勢の人々が濁 流に巻き込まれ、そのうち5名が亡くなるという痛ま しい事故が発生した(神戸海洋気象台 2008)。

近畿地方を南西進した線状降水帯は,数十 km から 数百 km のスケールをもつメソ対流系に分類される. メソ対流系に伴う大雨は,その形状(団塊状,線状な ど)や動向(停滞型,移動型など)がさまざまである が,本事例の様に中緯度で移動する線状降水帯につい ては,小倉(1997)が,アメリカ中西部で観測された スコールラインを例に挙げ,中緯度帯におけるスコー ルライン型と呼ぶべき形態を提案している.そこで説 明された中緯度のスコールライン型の一般的な構造と しては, Houze et al. (1989) で述べられているよう に,進行方向前面に強い対流性降水域,後方には弱い 層状性降水域があり, 前方下層から流入し上昇する気 流と,後方中層から流入し下降する気流を持つことが 特徴として挙げられている。また、前方の対流雲底下 には冷気プールが形成され、その先端にガストフロン トがあることも知られている. 日本におけるスコール ライン型の降水系について述べた論文には,小倉 (1997)の他に、瀬古ほか (1998), Ishihara et al. (1995) などがある。瀬古ほか(1998) では、寒冷前 線に伴う降水域が関東地方を通過する際に線状降水帯 に組織化し、その構造が典型的なスコールライン型の 特徴をもっていたことを示している. Ishihara et al. (1995) では、梅雨前線に沿って形成されたスコール ラインをドップラーレーダーの動径風データなどを用 いて解析し、降水帯の詳細な構造を示している。本事 例の線状隆水帯についても、小山ほか(2009)が、線 状降水帯からのガストフロントや降水帯後方の層状性 降水域などの特徴から,スコールライン型の構造を 持っていたと報告している.

一方,都賀川に増水をもたらした大雨は,線状降水 帯から南西に約20 km離れた地点で発生した水平ス ケール10 km 程度の降水域(以下,降水セルと呼ぶ) によるものであった.降水量は、降水時間が短いため 豪雨としては比較的に少ないが、降水セルの発生から 大雨に至るまでの時間が非常に短く,都賀川の水位が 短時間で急激に上昇したため、事故が発生した。中北 ほか(2009)では、この降水セルがレーダーで捉えら れてから都賀川の出水時刻までの時間はわずか15分で あったと報告している.当時の気象庁のレーダーを用 いた実況監視を想定すると、監視間隔は10分ごとで あったため、降水セルの大雨に至る発達過程を追うこ とは困難であったと考えられる。現在,監視間隔が5 分に短縮されたが、このようにわずか15分で急発達す るような降水セルでは、5分という短時間の監視間隔 でも追随は難しいと想像できる。

本論文では,2008年7月28日に近畿地方を南西進し た線状降水帯と,都賀川で大雨を降らせた降水セルに ついて,それぞれの形成・急発達の要因と,それらの 因果関係を調べ,短時間で発生・急発達する降水セル の予測可能性について議論する.

2. 総観場の特徴と降水分布

2008年7月28日の総観スケール解析については,北 村ほか(2009)で報告されているので,ここでは簡単 に特徴の記述に留める。第1図は2008年7月28日09時 (以下,日本標準時)の地上天気図(上)と500 hPa 高層天気図(下)である。西日本は南海上の高気圧に 覆われ,その北辺の朝鮮半島南部から北陸・関東北部 に停滞前線が解析されていた。850 hPa・700 hPa 高 層天気図(図省略)では,この高気圧の縁辺に沿う気 流により,東シナ海では南東風,日本海西部では北西



第1図 地上天気図(上)と500 hPa 高層天気図 (下)(2008年7月28日09時).下図の太 破線は-6°C等値線,二重太線は気圧の 谷を示す。

"天気" 58.5.

風になっていた。台湾付近には台風第8号があり,高 気圧の縁辺に沿う南東風を強化していたと考えられ



第2図 米子高層気象観測結果(28日09時).
 (左)相対湿度,(右)実線が温位,点線が相当温位,一点鎖線が飽和相当温位を示す.



第3図 28日のアメダス日降水量分布.●は関西 国際空港,■は伊丹空港,★は都賀川, ▲は長岡京をそれぞれ表す.

2011年5月

る. この南東風により暖かく湿った気塊が黄海付近に 運ばれ,さらにその気塊が,北西風によって日本海側 から近畿地方に流入していた.上空500 hPa 面では, 日本海北部上空に寒気を伴った気圧の谷があり,この 影響で西日本上空には-6°C以下の寒気が入っていた.

第2図は,28日09時における米子の高層気象観測結 果である。925 hPa 高度には相当温位348 K の暖湿な 空気が観測されており,潜在不安定な成層であった。 また,相対湿度は800 hPa 高度の90%から470 hPa 高 度の70%まで高度と共に減少していくが,700 hPa, 600 hPa,500 hPa~400 hPa 高度(約3200 m,4400 m,5900 m~7600 m)の各高度付近に,乾燥した空 気が観測されていた。また,地上付近から500 hPa 高 度付近までは相当温位の平均的な鉛直勾配が負で,対 流不安定な状態でもあった。

第3図は28日のアメダス日降水量分布を表したもの である.50mm以上の領域が京都府北部から大阪府 北部・滋賀県南部に広がっている.この領域は,昼前 から夜のはじめ頃にかけて近畿地方を通過した線状降 水帯によるもので,線状降水帯の移動のために,降雨 時間が短く,降水量も大雨事例としては比較的少な い.それでも,京都府南部の長岡京では,降水帯の通 過により,14時00分に76.5mmの前1時間降水量が 観測されている.

3. 降水帯の動向と地上観測結果の特徴

3.1 降水帯の分類と動向

降水帯の形成や構造を把握するために,28日11時00 分,13時00分,15時00分における気象庁レーダーによ り取得された降水強度分布と海面気圧,地上風を第4 図に示す.近畿地方に形成された降水系は,発生場所 と振る舞いの違いから,以下のAからCの3つに分 けることができる.なお,ここでは,線状に組織化さ れた降水系を「線状降水帯」または「降水帯」,組織 化されておらず降水セルが列状に並んだものを「降水 系」と呼ぶことにする.

降水帯Aは、28日09時00分ごろに山陰沿岸から若 狭湾にかけて発生した降水セルにより形成された日本 海側の降水帯で、次第に南下し、11時00分には兵庫県 ・京都府・滋賀県の北部(以後,これらを近畿地方北 部と呼ぶ)まで到達していた。11時00分からの降水帯 Aは、東西で移動が異なり、東部分は南下を続ける 一方、降水帯Aの西部分(降水帯A')は、15時00分 ごろまで近畿地方北部沿岸に停滞し,その後,消散した.

降水帯Aの南側の兵庫県・京都府・滋賀県の南部 (以後,これらを近畿地方中部と呼ぶ)では、11時00 分ごろに、列状に並んだ降水セル群からなる降水系B が発生した。13時00分になると、降水系Bの降水域 が北から移動してきた降水帯Aの東部分の降水域と 合流し、発達した降水帯Cとなった。13時00分以後、 降水帯Cは南西進して、大阪湾北部沿岸に達し、近 畿地方中部から大阪府・奈良県の北部に大雨を降らせ た。



第4図 レーダー観測による降水強度(濃淡)・海面気圧(コ ンター,0.5hPaごと)・地上風(矢羽根:長い矢羽 根が2m/s,短い矢羽根が1m/s)。局地的な高圧部 には"H",低圧部には"L"を記した。(上)11時00 分,(中)13時00分,(下)15時00分。11時00分の図の 右は,滋賀県北部の高圧部周辺域を拡大して降水強度 を除いたものを表す。



第5図 レーダー降水強度(濃淡)・高度補正し た気温(コンター,2℃ごと)・地上風 (矢羽根:長い矢羽根が2m/s,短い矢 羽根が1m/s).代表的な等温線には数 値を,30℃線は太線で示した。図中,太 線の北側に広がるレーダーエコーが降水 帯A,太線南側で点状に形成されてい るレーダーエコーが降水系Bを表す. 破線円は降水帯A内部の降水セル2つ について追跡したものである.11時20分 の小矢印は降水帯Aの南側で南西風が 観測されていることを示したものであ る. 降水帯C形成前における近畿地方中部の海面気圧 と地上風に着目すると、降水帯Cの形成される2時 間前の11時00分には、降水系Bの北東側にある降水 帯Aに局地的な高圧部とそこからの発散する気流が 形成されていた(第4図の11時00分の図).この発散 風が、降水系Bの発生や降水帯Cの発達に寄与して いる可能性がある.そのため、近畿地方中部一帯で大 雨を降らせた降水帯Cの理解には、降水系Bの発生、 それに寄与していた可能性がある降水帯Aについて も見ておく必要がある.そこで、第4図で分類した降 水帯A~Cについて、それぞれ観測データを用いて詳 細な解析を行った.

3.2 近畿地方北部降水

帯の発生と発達 (降水帯A)

第5図に、28日10時00分 から11時20分までの気象庁 レーダーの隆水強度、アメ ダスの高度補正(0.65°C/ 100 m の気温減率で補正) した気温,地上風の分布を 示す。

降水帯Aの南側に 沿って等温線が込んでい て,その北側では北風が卓 越していた.この気温分布 から,降水帯A付近の低 温域は隆水帯Aが形成し た冷気外出流よるものと考 えられる. 京都府から滋賀 県にかけての変化に着目す ると降水帯Aの南下とと もに冷気外出流先端も南下 していた. 降水帯 A の南 下速度をレーダーエコーか ら見積もると、約8m/s であった. 降水帯 A 内の 2つの降水セル(破線の丸 で示す) について時間を 遡って追跡すると,降水帯 Aの冷気外出流の先端で 発生し,冷気外出流の先端 上を南東進しながら発達し て,その後,降水帯A内 に併合されていった。11時

20分以降になると、降水帯Aは日本海側沿岸で発達 する西部分(降水帯A')と南西進する東部分に分離 した。降水帯A'は,第4図の13時00分や15時00分の 分布で示したように、15時00分ごろまで日本海側沿岸 に停滞していた。一方、降水帯Aの東部分は南西進 して降水系Bと合流し、発達した降水帯Cとなった。

3.3 近畿地方中部降水帯の発生初期(降水系 B)

降水系 B は,10時40分ごろから発生した降水セル により構成されたもので,11時20分には降水セルが西 北西-東南東方向にのびて列状の降水系になった。降 水セル発生時付近の11時00分に注目すると,降水セル が形成される位置と気温の極大値がほぼ一致してい



第6図 各時刻における GPS 可降水量の28日07時からの偏差(左)と可降水量 FLUX(右). 左図の濃淡は偏差の絶対量を表し,正偏差を○,負偏差 を△で表した.右図のベクトルは気象庁が作成した毎時大気解析データ の地上風を表し、濃淡は可降水量 FLUXの発散を表す.FLUXの計算 には毎時大気解析データの地上風を用いた。

た、風の分布をみると、気温30°C線(図中の太線)の 北側に降水帯 A からの冷気外出流がみられるものの, この冷気外出流は降水系 B には到達していない。こ のことから、3.2節で述べた降水帯Aの南側に発生し た降水セルと対照的に、降水系Bの発生には降水帯 A からの冷気外出流は直接関与していないと考えら れる

では,降水系 B はどのように形成されているので あろうか? 隆水系 B の発生の要因を調べるために. 可降水量のデータを用いて水蒸気量の変動を調べた。 可降水量は、気象庁が国土地理院から提供されている 全国 GPS 連続観測システム(GEONET)の約1200 地点のデータから、60分ごとに推定したものである。 GPS 可降水量は標高に依存するため、その絶対量か ら水蒸気の動向を把握することは難しい。そこで、28 広がっていった様子が分かる。この広がりの先端域 が、可降水量 FLUX 発散量の負に大きな地域(収束 域) に対応していることから、可降水量の正の偏差域 の移動は、湿潤な領域が下層風によって移流した結果 であることがわかる。降水セル発生時付近の11時00分 になると, 降水帯の北側に比べて, 瀬戸内海に面する 兵庫県・岡山県の南部や大阪府の南西風が強くなり, 兵庫県の中央部・岡山県の北部の可降水量 FLUX の 収束が強められていた。大阪や神戸の地上観測(図省 略)では、日中の気温上昇と気圧低下、それに伴った 風速の強まりが観測されており,海風によって南西風 が強まったと考えられる。このことから、降水系B の形成には、鳥取県や兵庫県北部からの水蒸気流入 と,兵庫県南部沿岸からの強い南西風よる収束が寄与 していたと考えられる.

日07時00分からの増減量か ら動向を調べることにし た。また、対流の発生・発 達と対応が良いと考えられ る可降水量 FLUX の発散 量は,可降水量と気象庁が 作成した毎時大気解析(室 井ほか 2008) の地上風 データから,次式を用いて 求めた。

(可降水量 FLUX 発散量)
=
$$\frac{\partial (uQ)}{\partial x} + \frac{\partial (vQ)}{\partial y}$$
 (1)
ここで, x, y は毎時大気

解析の格子(格子間隔は5 km), *u* は東西風, *v* は南 北風, Qは可降水量であ る. 第6図に, 28日09時00 分~11時00分における可降 水量の偏差と,可降水量 FLUXの発散量分布を示 す. 可降水量の変化量をみ ると、10時00分までは、鳥 取県や兵庫県北部で顕著に 見られた正の偏差域(可降 水量が28日07時00分の時点 よりも増えている領域) が,時間とともに南東側へ



第7図 関空DRAWのドップラー速度(上段左が12時20分の高度1km,上段 右が13時40分の高度3km),レーダー観測による降水強度とアメダス 地上風(下段左が12時20分,下段右が13時40分).ドップラー速度と降 水強度は色(それぞれ、右のカラーバー、下のカラーバーと対応)で表 し、アメダス地上風は矢羽根(長い矢羽根が2m/s、短い矢羽根が1 m/s) で表す. 図中●は関空 DRAW, ■は伊丹 DRAW の位置を表す. なお、ドップラー速度が暖色である場合はレーダーサイトから遠ざかる 速度,寒色である場合は近づく速度を意味する。上段右のベクトルは, 関空 DRAW・伊丹 DRAW によるデュアル解析風を表す。12時20分 (1km)の桃色の小矢印は、降水系 B 南西端の関空 DRAW から遠ざ かる速度を、水色の小矢印は降水系 B の北側の関空 DRAW に近づく 速度をそれぞれ指す。12時20分(地上)の小矢印は第5図で示した小矢 印と同じ観測点を指し、北東風に変化したことを示す.

8

3.4 近畿地方中部降水帯最盛期(降水帯 C) 近畿地方中部各地で大雨を降らせた降水帯 Cは, 降水帯 Aの降水域が降水系 Bの降水域に到達するタ イミングで形成された降水帯である。降水帯 Aの到 達による降水系 Bの発達の変化をみるために,降水 帯 Aが降水系 Bの光側に離れて存在していた11時00 分と降水帯 Cが形成された13時00分の気象庁レー ダーエコー頂高度分布を比較した(図省略).11時00 にあたる12時20分になると、11時20分の降水帯Aと 降水系Bの間に位置する領域が北よりの風に変わっ ていた(第7図の左下図にある小矢印).12時20分の 高度1kmのドップラー速度(第7図の左上図)をみ ると、降水系Bの南西端では関空DRAWから遠ざ かる速度(図中の桃色の小矢印が指す位置で、速度は 1m/s以上)、その北側では関空DRAWに近づく速 度(図中の水色小矢印が指す位置で、速度は5m/s

分における降水帯Aは平 均して10 km 程度,降水系 Bのエコー頂高度は6 km 程度であったのに対し,13 時00分における降水帯C のエコー頂高度は14 kmを 超えていた。エコー頂高度 の変化から,両降水域の合 流時に対流が強化されてい たことがわかる。

降水帯 A 到達時におけ る対流強化の様相を調べる ために,関西国際空港と伊 丹空港にそれぞれ設置され ている空港気象ドップラー レーダー (DRAW: Doppler Radar for Airport Weather) のデータ(以 下, 関空DRAW, 伊丹 DRAW と呼ぶ)を用いて デュアル解析(石原 2001) を行った。第7図は、28日 12時20分と13時40分におけ る気象庁レーダーの降水強 度とアメダスの地上風を重 ねた図(下段)と,関空 DRAW のドップラー速度 の分布にデュアル解析によ る水平風を重ねた図(上 段)である、降水帯Aが 降水系 B に到達する前の 状態(第5図の11時20分) は,降水帯 A 近傍の南側 に南西風がみられる(同図 内の小矢印).降水帯 A が 降水系 B に到達した直後



第8図 関空DRAW レーダー反射強度.(左)仰角6.8°ビームの反射強度, (右)仰角0.7°ビームの反射強度を表す.図中,北側に広がるレーダー エコーは降水帯Cを表す.降水帯Cからの冷気外出流の先端を捉えた 非降水エコーを実線円で囲んだ.また,都賀川中流で大雨を降らせた降 水セルを破線円で囲んだ.

以上)が観測されていた.これは、降水帯 A が形成 した冷気外出流の北東風が、高度 1 km 以上の厚みを もち、降水系 B に到達していたことを示している.

次に,降水帯Cが形成された13時40分の高度1km (図省略)になると、レーダーに近づく動径風が広範 囲になり,降水帯Cの南西端では10m/sほどの強い 風速が観測された。この気流は,降水帯C自身が形 成した冷気外出流も寄与していると考えられる。高度 3km(第7図の右上図)では,降水帯Cの後面(北 側)から入り込む気流(北西風)が明瞭になって,降 水帯の前面側(南側)の風速が比較的に弱い領域と収 束していた。また,その下層(第7図右下段)では水 平風が発散していることから,収束した北西風が降水 域内で下降して,冷気外出流を強化していたと考えら れる。14時00分以降になると(図省略),発達した降 水帯Cから25°C以下の発散する冷気外出流が明瞭に

なり,その先端部が通過し た大阪では,瞬間風速で 17.9 m/sの強風が観測さ れた.また,この章で示し た後面から入り込む気流 は,スコールラインの特徴 の一つであり,本事例の線 状降水帯がスコールライン 型の構造を持っていたと報 告した小山ほか(2009)の 結果を裏付けている.

以上の特徴から,降水帯 Aからの冷気外出流と中 層後面から気流の貫入が, 降水帯Cの形成要因とし て寄与していたことが考え られる.

3.5 都賀川で大雨を降 らせた降水セル

中北ほか(2009)では, 都賀川で大雨を降らせた降 水セル(以下,都賀川セ ル)は,都賀川から北西方 向に離れた地点で発生し, 移動してきたものであった としている.この都賀川セ ルについては,関空 DRAWでも捉えられてお

り、第8図にその発達過程を示した。仰角6.8°の反射 強度をみると、14時06分頃に、神戸市西区上空で点状 の降水エコーが現れている(第8図の破線円).その 後、この降水エコーは面積を拡大させながら南東進し て神戸市中央区,灘区付近に移動した。これとほぼ同 時刻の仰角0.7°の反射強度を調べたところ、兵庫県南 部から大阪湾にかけて,南西に移動する北西から南東 にのびる線状の弱いレーダーエコーが観測された、こ の線状エコーの移動速度は概算で約10m/sであり、 降水帯Cの移動速度(8m/s)よりも速かった。ま た,この線状エコーは神戸空港や関西国際空港を通過 したが、その際に降水は観測されなかった、草開ほか (2009) では、この線状エコーについて、降水帯Cが 形成した冷気外出流の先端部(以下、ガストフロント と呼ぶ)の屈折率が乱れた領域で電波が後方散乱され た結果であるとした。都賀川セルとこの線状エコーの

第1表 再現実験の詳細設定.

実験名	解像度	水平格子数	雲物理過程	その他設定
PRE	5 km	330×330	3ice	無し
CTL	2 km	160×140	3ice	無し
3DVAR	同上	同上	3ice	一般観測データの同化
NLQR	同上	同上	3ice	雨滴による 引きずりおろし効果を除去
NRE	同上	同上	3ice	雨滴の蒸発の影響を除去
CTL1K	1 km	300×200	3ice	無し



200 400 600 800 1000 1200 1400 m

第9図 再現実験の計算領域. グレースケールは標高を表す. 左図は PRE 実験 領域を表し,太実線は解像度2km で行った実験領域で,拡大したもの が右図である.右図の二重線は解像度1km で行った実験(CTL1K) の領域を示す.

関係に注目すると、都賀川セルは、この線状エコーが 通過した直後(14時20分、26分)に急発達していた. このことは、降水帯Cからの冷気外出流が、都賀川 セルの急発達に深く関係していたことを示唆してい る.

4. 数值実験結果

4.1 実験概要

第3章の観測データを用いた解析では、近畿地方中 部で発生した降水系 B に冷気外出流を伴う降水帯 A が合流して降水帯 C が形成されたことや、都賀川セ ルも降水帯 C からの冷気外出流が発達に寄与してい る可能性があることを示した。降水帯 C の形成に寄 与した降水系 B や都賀川セルの形成・発達要因を確 認するため、また、観測では十分に得られなかった降 水帯 C 等の構造を見るために、格子間隔 2 km と 1 km の気象庁非静力学モデル(JMANHM:Saito *et al*. 2006)による再現実験を行った。第1表と第9図 に再現実験などの実験設定と領域を示す。

格子間隔2kmの再現実験(CTL)は、まず、27日 21時00分の気象庁メソ客観解析データを初期値に用い て格子間隔5kmの実験(PRE)を行い、そこで得ら れた28日05時00分の予報値を初期値に、それ以後の予 報値を境界値に用いた。都賀川セルの再現を目指した 格子間隔1kmの再現実験(CTL1K)では、CTLの 11時00分の予報値を初期値に、それ以後の予報値を境 界値に用いた。すべてのCTL、感度実験において微 物理過程としては雲氷、雪、霰の3相を含む2モーメ ントのバルク法(以下、3ice)を用いた。

CTLの他に、4.2節で述べるように、CTLでは降 水系 B が再現できなかったため、JMANHM 用の3 次元変分法同化システムである JNoVA0 (JMA Nonhydrostatic model based Variational data Assimilation system zero:三好 2003)を用いて、 地上気象観測データ、航空機自動気象観測データ、 ウィンドプロファイラ観測データを同化し、得られた 解析値を初期値に用いた実験(3DVAR)を行った. また、降水帯 C の冷気外出流の効果を明瞭に示すた め、雨滴の引きずりおろしの効果をなくした実験 (NLQR)、雨滴の蒸発をなくした実験(NRE)の4 つの感度実験を行った.これらの感度実験の詳細は、 4.3~4.4節の降水系ごとの記述内で述べる.

4.2 再現された降水系と大気状態

まず, CTL で降水系がどれぐらい再現されている

かを見るために,再現された降水分布(第10図)と実況(第4図)とを比較する.11時00分の降水帯Aは 発達していて,よく再現されている。しかし,近畿地 方中部に形成された降水系Bについては,地上風は 収束しているものの,降水系Bに対応する降水は再



第10図 CTLで再現した前1時間降水量分布. ベクトルは地上風を表す.破線円は,第 4 図のものと位置が対応している.

現されなかった.実況で降水帯 A'とCが発達していた13時00分には,停滞した降水帯 A'が兵庫県北部沿岸に小さい降水域として表現されているが,その規模は十分ではない.降水帯 C については,実況と対応した位置に発達した降水帯を再現しており,15時00分には近畿地方中部に移動していて,位置が観測されたものとよく合っている.しかし,CTLの降水量は,気象庁レーダーアメダス解析雨量(図省略)と比較して過小であった.また,都賀川セルはCTLでは再現できていなかったが,CTL1K では実況と対応した位置に降水セルが再現された.都賀川セルの再現結果については4.4節で詳細を述べる.

次に、大気状態について確認する.降水帯Cの北 側と南側にあたる兵庫県北部沿岸と大阪平野の大気の 鉛直状態を調べると(図省略),対流活動発生前であ る10時00分では、どちらも潜在不安定かつ対流不安定 な成層となっており、米子の高層気象観測と同様の特 徴が確認できた.大気下層の水蒸気量は、兵庫県北部 沿岸のほうが多く、その結果、自由対流高度が大阪平 野よりも低く、対流活動が形成されやすい状態であっ た.この分布は観測された可降水量分布の時間変化と 矛盾していない.また、降水帯付近の水平風の鉛直分 布については、3.4節で述べた高度3km付近の北西 風がCTLでも再現されていた.その他の高度の水平 風についても、鳥取ウインドプロファイラデータと比 較して概ね再現されていた(図省略).

4.3 降水帯 Cの形成過程と構造

先に述べたように CTL では降水系 B が再現でき なった。そのため、3DVAR で得られた解析値から予 報した結果等を用い、降水帯 C の形成に関わる降水 系 B の形成要因を調べた。

一方, CTLの降水帯Cは,降水系Bが再現できて いなかったものの,実況と対応した位置で発達してい て,降水域の形状も良く似ていた.また,降水帯付近 の水平風の鉛直プロファイルが再現されていること, 観測と同様に兵庫県北部沿岸の大気下層の水蒸気量が 多い状況で再現されたことから,観測された降水帯C の特徴を再現していると考えられる.そこで,CTL が再現した降水帯Cの構造を解析し,降水帯Cが数 時間にわたって強雨を維持できた要因について調べ た.さらに,観測データを用いた解析により,降水帯 Cからの冷気外出流が都賀川セルの発生に寄与したこ とが示唆されたことから,降水帯Cからの冷気外出 流の強化の要因についても,感度実験の出力を用いて 調べた。

降水系 B の形成要因については4.3.1節,降水帯 C の構造と冷気外出流の強化については4.3.2節で述べる.

4.3.1 降水系 B の成因

CTLで再現されなかった降水系 B について, レー ダーなどの観測結果から降水セルの水平スケールを見 積もると,およそ 8~10 km 程度で,CTL の格子間 隔(2 km)では,降水系 B の降水セルを表現するに は粗すぎる可能性がある。そこで,まず解像度の影響 をみるために,解像度を1 km にした実験を行った が,降水系 B を表現することはできなかった。この 理由として,CTL に与える初期値が現実の大気状態 からずれている可能性や,数値予報モデルそのものの 誤差の影響が考えられる。



"天気" 58.5.

そこで、今回は前者の影響を考慮し、近畿地方で対 流が発生していない28日07時00分の観測データを同化 し、格子間隔5kmのPREから得られた初期値を修 正した (3DVAR, 第11図). 同化して得られた解析 値から予報を行うと,大阪府北部から滋賀県南部に降 水系 B の一部を再現することができた。降水が再現 できた理由を調べるために、可降水量と高度490mの 風ベクトルについて、3DVAR と CTL の差を作成し た(第12図).07時00分をみると、3DVAR 実験の方 が,岡山県北東部から鳥取県にかけて可降水量が大き くなっていた。この可降水量の増加域を追跡していく と、時間と共に南東方向へ移動しており、11時00分に は近畿地方中部にまで達していた。風ベクトルに注目 すると、3DVAR で降水系 B が形成される直前の11 時00分には、降水系Bが形成された位置(同図の白 破線円で囲んだ領域)でCTLより北西風と南西風が 強くなっていて、収束が強められていた。これらの特 徴は3.3節で述べた観測結果と矛盾しないことから、 降水系 Bの形成には中国地方からの水蒸気流入と, 近畿地方中部での収束の強化が原因であると考えられ る.

3DVAR で CTL よりも収束が強化されたことにつ いて、地上気温の差を調べると(図省略)、3 DVAR の解析時刻07時00分では陸上の広範囲で正の気温差が 解析され、11時00分では降水系 B が形成される位置 で CTL より0.5 K 以上の昇温がみられた。このこと から、解析時刻に気温が上方修正されたことによっ て、日中に陸上の気圧が下がり、CTL に比べて収束 が強化されたと考えられる。

4.3.2 降水帯 C の構造と冷気流強化の要因

第13図に CTL で再現した13時40分における降水帯 Cの内部や周辺の相当温位と水平風の水平・鉛直分布 を示す。降水帯周辺をみると、高度560mでは、降水 帯Cの南端部で、暖かく湿った(相当温位350K以 上) 西よりの風と, 降水帯 C の南側と比べて冷たく 乾燥した(345K以下)北よりの風が収束していた。 高度3060mでは、降水帯Cの北側が降水帯Cの内部 に比べて冷たく乾燥しており(335K以下),それら のうち降水帯 C 周辺の気流は、降水帯の東部分に到 達すると,降水帯内へ侵入していた。降水帯 C を横 切る線分 XY に沿った鉛直断面をみると、降水帯 C の南側下層から高相当温位の空気が北側に傾いて上昇 し、大気上層まで運ばれていた。降水帯 Cの北側の 低相当温位域では、北へ傾いた上昇流の下側に下降流 域が形成されていた.この下降流は、南からの高相当 温位の気塊の流入を妨げることがないため、降水帯C はその勢力を持続できる構造であった。

冷気外出流を形成する気塊を調べるために,28日15 時00分に大阪湾を進行する冷気外出流の位置を始点と して,後方流跡線解析を行った(第14図).流跡線解 析は,10分ごとに出力した実験結果から時間線形内挿 により1分ごとの風分布を作成し,この風分布からト レーサーの移動経路を求めたものである。トレーサー は大阪湾北部上空200mに置き,そこから時間を遡っ て移動させた.流跡線は対流内を通過しており,その 起源は降水帯より北側の高度3km付近の低相当温位 の空気であることがわかった。また,流跡線が通過し た位置の温位を追跡すると,降水帯C内部を通過し



第12図 3DVARのCTLに対する可降水量と風ベクトル(高度490m)の変化量(左から07時00分,09時00分, 11時00分).風ベクトルは3DVARとCTLのベクトル差を表す.黒太線は可降水量の変化量0を表し, これを境に色の濃い領域が正,薄い領域が負を表す.矢印はベクトル差を表す.

て下降する際に約5K程度の温位低下がみられた. これは、流跡線の気流が降水域通過時に降水粒子を蒸 発させて潜熱を奪ったためと考えられる.これらの結 果は、第5図でみられた降水域の北側下層の低温域



囲んだ領域は、雨水混合比か0.5g/kg 以上の領域を表す。下図は、上・中図の 線分 XY における鉛直断面図を表す。 下図のコンターは相当温位、濃淡は鉛直 速度、矢羽根(長い矢羽根は5m/s、短 い矢羽根は2.5m/s)は水平風を表す。 が,高度3km付近で北側から侵入した気流が降水域 内を下降する際に雨滴を蒸発させて,強化されたもの であることを示している.

この下降流の形成要因には、第14図で示した雨滴の 蒸発による低温化の他に、降水粒子による引きずりお ろしの効果も考えられる。それらの影響をみるため、 NLQR と NRE の 2 つの感度実験を行った。

NLOR は、運動方程式(斉藤 2003;石田 2008) の浮力項にある密度の診断における雨水混合比の項 $-\theta_v q_r$ (θ_v は仮温位, q_r は雨水混合比)を除去するこ とで,雨滴による大気の引きずりおろし効果を除去し た実験である。もう1つの NRE は、降水粒子の蒸発 効果を除去した実験である、いずれの実験も、降水量 分布は降水帯Cと似た分布になったが、冷気外出流 の様子は異なっていた。14時00分の地上発散量(図省 略)に注目すると、NLQR は CTL に比べて発散域の 面積がやや減少し、NRE では大きく減少していた。 この差異の要因を調べるため、CTL、NLQR、NRE について,降水帯 Cの降水域内の格子点値から,高 度と下降流の分散図を作成した(第15図).下降流の 最大値を見てみると、NLQR は CTL に比べてやや小 さく,NRE はさらに小さくなっていて、その特徴は 高度 3~4 km 付近で顕著であった. NLQR につい ては,引きずりおろし効果がなくなることで下降流が 弱められ,NRE については、降水粒子の蒸発がない ために気温が高く、下降流が弱められたと考えられ る、これらの結果から、隆水帯Cでの強い冷気外出 流は、雨滴の引きずりおろし効果だけでなく、雨滴の 蒸発効果が大きく効いていることがわかった。雨滴の 蒸発効果が下降流の形成・強化に重要であることは、 Seitter and Kuo (1983) や Fovell and Ogura (1988) などでも述べられており,今回の結果は過去の研究結 果と矛盾しない.

4.4 都賀川セルの再現結果

都賀川セルを表現するために,数値モデルの解像度 を1kmに変更し,降水帯Cが形成される前の11時00 分を初期値にして再現実験を行ったところ(CTL1 K),東西にのびる降水帯Cの他に,都賀川の北西方 向から接近してくる降水セルが再現された.

第16図は降水セルを細かい時間間隔で追跡した鉛直 積算雲水量と高度600 m における水平風と相当温位を 表したものである。降水帯 C からの冷気外出流の先 端のガストフロントがあり、気塊の持ち上げによって 上昇流が形成されていた(第16図中の太線)。都賀川

"天気" 58.5.

に接近してくる降水セル T₁は,13時18分には都賀川 の北西側にあり、ガストフロントの南側を時間ととも に南東進していった。降水セル T₁周辺では,瀬戸内 海からの暖湿な南西風が,T₁自身が形成した冷気 プールである低相当温位の北西風と収束していた。こ の南西風が,降水セルT₁を維持させていたと考えら



第14図 CTL 結果を用いた後方流跡線解析結果(初期時刻28日15時00分).背景 は13時30分の高度2500 m 雨水混合比を表す. 左図は,流跡線を西から 投影したもの(縦軸:緯度,横軸:高度)で,下図は南から投影したも の(縦軸:高度,横軸:経度)である.右図は,中央図の太線で囲んだ 領域を拡大したもので,数値は流跡線上の温位を表す.流跡線上のプ ロットの間隔は,中央図は30分ごと,右拡大図は10分ごとである.



第15図 各感度実験における高度別の下降流速度分布.上段は各実験の14時00分 における前1時間降水量を表し、太枠内の鉛直風のうち下降流のみを下 段に表した(縦軸:鉛直風,横軸:高度).

れる.一方,降水帯Cの 南側のガストフロントは南 西進し,13時32分には六甲 山にぶつかった(図省略). その後,ガストフロント は,13時42分の図に示した ように $G_N > G_S の 2$ 本に分 離し, $G_N の方が降水セル$ $T_1 に達した.しかし,セ$ $ルT_1 自身は発達すること$ なく,14時06分には衰退・消滅してしまった.

降水セル T₁自身が衰弱 する直前の13時56分をみる と、T₁の南東側に新たな 降水セル(T₂)が発生し ていた.T2近傍では,第 16図の相当温位分布から, 瀬戸内海からの暖湿な西 風,降水帯Cからの冷気 外出流である北東風, セル T₁からの冷気外出流の3 つの気流が収束していて, 1m/sの上昇流域となって いた。相当温位分布から、 上昇している気塊は、瀬戸 内海からの暖湿な西風であ ると判断できる。セルT。 は14時06分に急発達した 後,発達しながら南東進し て、14時34分には都賀川流 域に達した.

これらの CTL1K の再現 結果は,降水帯 C からの ガストフロントを伴う冷気 外出流によって対流セルが 急発達しうることを示して おり,観測された都賀川セ ルも同様なプロセスで急発 達したことが想像できる.



第16図 28日13時18分から14時34分までのCTL1K による鉛直積算雲水量(左列),高度600mの相当温位(右 列)の水平分布の時系列.高度600mの上昇流域(1m/s以上の領域)を太い実線で,同高度の水平風 を矢印で示す.三角形の北端は都賀川を指し示す.図中央付近の斜線領域は六甲山系を表す.

5. 考察・現業での予測にむけて

近畿地方中部に形成された線状降水帯と都賀川で大 雨を降らせた降水セルについて,予報現場の視点から 考察する.

まず,28日11時00分から12時00分にかけて近畿地方 中部に形成した降水系 B については、地上気温の高 い場所で発生していたことから、高温な気塊の上昇に よって形成された降水セルであったと考えられる。し かし、近畿地方において夏季の昇温で降水セルが形成 される時間帯は午後であることが多く,本事例の降水 系Bは、それに比べて早い時刻に形成していた。形 成時刻が早かった理由として, データ同化実験の結果 などから、日本海側からの湿った気塊が移流し、瀬戸 内海からの海風と収束したことが挙げられる。この海 風については、地上観測や数値予報モデルの結果か ら,水蒸気の鉛直積算量である可降水量は比較的少な かったが、ごく下層では湿潤であった。そのため、後 述する降水帯Cの発達や維持にはこの海風が重要で あった. 降水系 B についてみると, 日本海側から湿 潤気塊が移流してくることにより,この海風の水蒸気 量の少なさを補っている。よって,降水系Bの形成 には、日本海側からの湿潤気塊の移流が大きく影響し ていたと考えられる. Shoji et al. (2009) において も,日本海側に形成された線状降水帯(本論文におけ る降水帯AおよびA')に対する日本海側からの水蒸 気移流の重要性が述べられている。本論文の結果で は、日本海側からの水蒸気移流が近畿地方北部から南 下する降水帯Aの発達に大きく影響を与え,降水系 Bについては、島根県や鳥取県を通過した湿った気塊 が発生に寄与していた。

降水帯Aは時間と共に南に移動し,13時00分に降 水系Bの降水域と合流した。合流時に、降水帯Aの 冷気外出流が降水系Bに到達して収束が強化され、 非常に発達した降水帯Cが形成された。発達した降 水帯Cについて、観測結果や数値実験結果を用いて 気流構造を解析すると、スコールライン型の特徴を もっていた。

また,降水帯の移動速度の面からみると,本事例の 移動速度は8m/sで,Smull and Houze (1987) で挙 げられているスコールラインの移動速度(14m/s以 上)よりも遅い.一方で,石原ほか(1992)で述べら れている線状降水帯は,水平風の特徴からスコールラ イン型であったとしているが,移動速度は6m/sと さらに遅かった.これらから,本事例の降水帯Cは スコールライン型として移動速度が特に遅いというこ とではないことがわかる.

隆水帯と水平風の鉛直プロファイルの関係について は、加藤・瀬古(2005)や瀬古(2010)において述べ られている、これらによると、スコールライン型の場 合,降水帯に流入する下層の気流(下層 inflow)と 逆方向から中層風が侵入するという特徴をもち, バッ クアンドサイドビルディング型では、中層風が下層収 束の走向と同じ風向をもつと指摘している.本事例の 場合,降水帯 C の進行方向後方から流入する中層風 と下層の収束とのなす角が小さく,気流構造はバック アンドサイドビルディング型のものに似ている。しか し、瀬古(2010)における簡単化した環境場での数値 実験では、中層風が降水帯と完全には平行でない(降 水帯の走向に対する直交成分が0でない)条件を与え た場合でも、スコールライン型の気流構造の特徴をも つ降水帯が再現されていた.本事例でも中層風は降水 帯Cに対して直交成分を持っていたため、スコール ライン型の特徴を持つ気流構造となっていたと考えら れる.

都賀川セルについては, 高解像度モデルを用いた再 現実験によると、 降水帯 C からのガストフロントと 南からの気流の収束があり、さらに既存の降水セルか らの冷気外出流が収束を強めた地点で,新しい降水セ ルが発生・急発達し、大雨をもたらした都賀川セルに なっていた.本事例のガストフロントは,観測結果で は降水帯Cよりも速く南西進し、降水帯から離れた ところで降水セルの急発達に影響を与えていた. 栗原 ほか(2009)で調査された事例でも、降水帯から離れ たガストフロントが新しい降水セルを発生させてお り、このようなメカニズムは防災上重要であることが 同論文で指摘されている。都賀川セルに関しては本論 の他に, 竹見 (2009) において, 1 km 以下の高解像 度数値実験を用いて,大雨をもたらした降水セルの再 現に成功している。この論文の結果から、ガストフロ ントの寄与のほかに,微細な対流構造や地形起伏も都 賀川セルの発生成因の一つと考えられる.

本事例の降水帯Cは、気象庁の現業メソモデルで は再現されなかった。津口・成田(2009)では、再現 できなかった原因を、初期値の水蒸気量が足りなかっ たためとしている。現業同化システムでGPS 可降水 量の同化が開始されたことから、今後の降水予報の改 善が期待される。また、明瞭な水蒸気移流の結果とし て、夏季としては早い段階で近畿地方中部に列状の降 水セル群が発生した.予報作業者は、これをレーダー で監視することにより、今後、降水帯に組織化する可 能性を考慮することができる.しかし、都賀川で大雨 を降らせたような短期間で発達する降水セルを予測す るには、レーダーだけでなく、そのほかの観測システ ムや数値予報モデル等を複合的に用いる必要がある. 本事例では冷気外出流が対流セルの発生に大きく影響 していたと考えられるので、冷気外出流の動向を監視 することも、対流が発生する可能性がある地域をしぼ る上で有効であると考えられる.

6. まとめ

2008年7月28日に近畿地方を南西進した線状降水帯 について,観測結果と数値実験結果から以下のように まとめることができる.

- ① 総観スケールでは、西日本は高気圧に覆われており、その縁辺を回るように日本海側から暖湿な空気が近畿地方へ流入していた。上空には寒気が入っており、近畿地方は不安定な成層状態であった。
- ②近畿地方に流入した暖湿気流により、近畿地方北 部では対流活動が発生・発達し、顕著な冷気外出 流を形成していた。この降水帯はその南側で発生 した降水セルを吸収しながら全体として南下して いた。
- ③近畿地方中部では、日本海側からの水蒸気を多く 含む気流と瀬戸内海側からの暖湿な気流が合流し、 列状に降水セルが発生していた。さらに近畿地方 北部から移動してきた降水帯からの冷気外出流が 到達すると収束が強化され、非常に発達した線状 降水帯になった。
- ④線状降水帯を、地上観測データやドップラーレー ダーの観測データ、数値予報モデルの結果を用い て解析した。降水帯の気流構造については、降水 帯の南西側から暖湿な南西風が侵入して上昇し、 上空3000m付近の北西側から相対的に乾燥した空 気が侵入して下降するという、スコールライン型 と同じ特徴をもっていた。この上空3000m付近の 乾燥した気塊は、降水帯内の雨滴を蒸発させて下 降流を強化し、下層の冷気外出流の形成に寄与し ていた。
- ⑤線状降水帯は、同じ走向をもつガストフロントを 南西側に形成した。ガストフロントは線状降水帯 よりも速く南西進した。

⑥ 神戸市灘区の都賀川に急激な増水をもたらした降水セルは、線状降水帯から離れた位置である神戸市西区上空で発生した。降水セルが六甲山系の北側まで移動したところで、線状降水帯からガストフロントが到達し、急激に発達していた。数値モデルを用いて再現した降水セルは、ガストフロントと南からの暖湿な気流に加えて、六甲山系の北側まで移動した既存の降水セルからの冷気外出流が収束を強化し、その近傍に新しいセルが発生・急発達していた。都賀川に急激な増水をもたらした降水セルも、同様な過程で急発達したことが考えられる。

謝 辞

本研究で使用した空港気象ドップラーレーダーの データは関西航空地方気象台観測課,大阪航空測候所 の方々から提供していただきました。また,デュアル 解析には気象研究所提供のソフト「draft」を使用し ました。

本研究について、2人の査読者の方や地方共同研究 メンバーのみなさんから数々の有用なコメント・アド バイスをいただきました。また、小倉義光先生から は、本論文で着目した冷気外出流に関して有益なコメ ント、並びに本論文に対して励ましのお言葉をいただ きました。数値モデル内の対流性下降流に関する議論 について、気象庁予報部数値予報課(現 英国気象局 メソスケール気象共同センター)の成田正巳技術専門 官、幾田泰酵技術主任、気象研究所予報研究部の津口 裕茂研究官には多くの有益なコメントをいただきまし た。そして、本論文を投稿するにあたり編集担当をし ていただいた、東京大学大気海洋研究所の柳瀬 亘助 教には大変お世話になりました。この場を借りてお礼 申し上げます。

なお、本研究の一部は、気象研究所地方共同研究 「強雨の発生要因と構造の解明」の成果です。

参考文献

- Fovell, R. G. and Y. Ogura, 1988 : Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions. J. Atmos. Sci., **45**, 3846–3879.
- Houze, R. A. Jr., S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff and B. F. Smull, 1989 : Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. Bull. Amer. Meteor. Soc., 70, 608–619.

- 石田純一,2008:気象庁非静力学モデルの支配方程式系と 地形に沿う鉛直ハイブリッド座標の導入.数値予報課報 告・別冊,(54),27-43.
- 石原正仁,2001:ドップラー気象レーダーの応用.気象研 究ノート,(200),39-73.
- 石原正仁,田畑 明,赤枝健治,横山辰夫,榊原 均, 1992:ドップラーレーダーによって観測された亜熱帯ス コールラインの構造.天気,39,727-743.
- Ishihara, M., Y. Fujiyosi, A. Tabata, H. Sakakibara, K. Akaeda and H. Okamura 1995 : Dual Doppler radar analysis of an intense mesoscale rainband generated along the Baiu front in 1988 : Its kinematical structure and maintenance process. J. Meteor. Soc. Japan, 73, 139–163.
- 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.
- 気象庁予報部予報課,2009:2008年の大雨.天気,56, 388-391.
- 北村光良,坂本徹重,清水栄一,松村 哲,金森恒雄,小 西誠二,小山芳太,泉 敏治,草開 浩,毛利浩樹, 2009:2008年7月28日六甲山ろくで発生した大雨につい て~その1:総観スケール解析と局地天気図およびアメ ダス解析~.日本気象学会2008年度関西支部例会講演要 旨集,(117),23-26.
- 神戸海洋気象台,2008:平成20年7月28日の兵庫県南部の 大雨について(気象速報).http://www.jma-net.go. jp/kobe/annai/items/2008073001/080728kisyousoku hou.pdf (2010.02.01閲覧).
- 小山芳太,金森恒雄,小西誠二,泉 敏治,根本和宏,松 村 哲,北村光良,草開 浩,瀬古 弘,2009:2008年 7月28日六甲山ろくで発生した大雨について~その3: 1分値とモデルを用いた解析~.日本気象学会2008年度 関西支部例会講演要旨集,(117),31-34.
- 栗原佳代子,金森恒雄,瀬古 弘,2009:2003年7月18日 に広島県で発生した線状降水帯一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一.天 気,56,613-626.
- 草開 浩,北村光良,松村 哲,金森恒雄,風早範彦,中 村 剛,岡 俊宏,浅野 崇,田尾孝幸,2009:2008年 7月28日六甲山ろくで発生した大雨について~その2: 空港気象ドップラーレーダーを用いた解析~.日本気象

学会2008年度関西支部例会講演要旨集,(117),27-30.

- 宮澤清治,1999:近・現代 日本気象災害史.イカロス出版,325 pp.
- 三好建正,2003:3次元変分法 (JNoVA0)の開発.数 値予報課報告・別冊,(49),148-155.
- 室井ちあし,藤田 匡,石川宜広,2008:気象庁毎時大気 解析.天気,55,401-408.
- 中北英一,山口弘誠,山邊洋之,2009:レーダー情報を用 いたゲリラ豪雨の卵の解析.京都大学防災研究所年報, (52 B),547-562.
- 小倉義光,1997:メソ気象の基礎理論.東京大学出版会, 215 pp.
- 斉藤和雄,2003:支配方程式.数値予報課報告・別冊, (49),16-25.
- Saito, K.,T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito and Y. Yamazaki, 2006 : The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. Mon. Wea. Rev., 134, 1266–1298.
- Seitter, K. L. and H.-L. Kuo, 1983 : The dynamical structure of squall-line type thunderstorms. J. Atmos. Sci., 40, 2831–2854.
- 瀬古 弘,2010: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.研究時報,62,1-74.
- 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日に関東地方を通過したス コールライン.天気,45,93-103.
- Shoji, Y., M. Kunii and K. Saito, 2009 : Assimilation of nationwide and global GPS PWV data for a heavy rain event on 28 July 2008 in Hokuriku and Kinki, Japan. SOLA, 5, 45-48.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1987 : Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. Mon. Wea. Rev., 115, 2869–2889.
- 竹見哲也,2009:2008年7月28日に近畿・北陸地方で発生 した局所的豪雨の高解像度気象シミュレーション.京都 大学防災研究所年報,(52 B),421-429.
- 津口裕茂,成田正巳,2009:2008年7月28日の兵庫県の大 雨~MSMの予測失敗の原因~.日本気象学会春季大会 予稿集,(95),98.

Line-Shaped Precipitation System Observed in the Kinki Area and Heavy Rainfall in the Toga River on 28 July 2008

Hiroshi KUSABIRAKI^{*1}, Yoshita KOYAMA^{*2}, Tsuneo KANAMORI^{*3} and Hiromu SEKO^{*4}

- *1 (Corresponding author) Kobe Airport Branch, Kansai Aviation Weather Service Center (Present affiliation: Forecast Department, Japan Meteorological Agency, 1-3-4 Ootemachi, Chiyodaku, Tokyo 100-8122, Japan).
- *2 Osaka District Meteorological Observatory, Osaka 540-0008, Japan.
- *³ Kobe Marine Observatory (Present affiliation: Osaka District Meteorological Observatory, Osaka 540-0008, Japan).
- *4 Meteorological Research Institute, Tsukuba 305-0052, Japan.

(Received 29 March 2010; Accepted 4 March 2011)