2012年8月13,14日に宇治市周辺に発生した大雨 第1部 大雨をもたらした線状降水帯群のメソ構造

石原正仁*1•寶 馨*2

要 旨

2012年8月13,14日に京都府宇治市を中心に解析雨量で最大総降水量400 mm に達する大雨(「宇治大雨」と呼ぶ)が発生し、それにともない水害が発生した。本論文は宇治大雨の気象学的側面と水文学的側面を連携して理解 するための二部構成論文の第1部である。この第1部では主にレーダーとアメダスのデータを用いて宇治大雨をも たらしたメソスケール線状降水帯群を解析する。第2部ではこの大雨によって浸水害が起きた宇治市の小河川の増 水・氾濫の実態を、河川流出数値モデルによって再現する。

この第1部では次のことがわかった。(1) 字治大雨は淀川チャネル型大雨に属し、一般に寒冷前線タイプと停 滞前線タイプに分類される淀川チャネル型大雨のうち、太平洋高気圧縁辺の下層ジェットをともなう深い対流不安 定層のすぐ北側に発生する後者のタイプであった。(2) 13時間にわたる大雨期間中に6つのメソスケール線状降 水帯が淀川沿いに発生し、ゆっくりと移動した。各線状降水帯は見かけ上は互いに似た形状を示したが、対流セル の振舞いと気流場に着目すると、それらはバックビルディング(BB)型、バックアンドサイドビルディング (BSB)型、及びスコールライン型に分類された。(3)大雨期間の初期と後期には紀伊水道からやって来た暖湿 な下層の南西流が六甲山付近で収束することで、期間の中期には線状降水帯が作った冷気プールの上にその南西流 が乗り上げることで、各線状降水帯の西端に新しい対流セルが作られたと推測された。大雨期間の終わりに発生し た線状降水帯では、西方からやってきた層状性降水域との合流が対流の強化に役立っていた。(4)降水量から見 た対流の活動度と紀伊水道から大阪湾を通過してくる高度1km付近の南西流の強さとの間には相関が見られた。

1. はじめに

2012年8月13日の夜から14日朝にかけて,京都府宇 治市付近から大阪府枚方市付近の東西40 km 南北15 kmの領域(第1図a)に大雨が発生した(大阪管区 気象台 2012).ここではこの大雨を「宇治大雨」と総 称する.本報告及び黒瀬ほか(2018)は宇治大雨に関 する二部構成の論文である.この第1部では宇治大雨 の形態と構造を主に観測データを使って調べる.第2

*1 (連絡責任著者)	京都大学学	際融合教育	研究推進-	セン
タ	/-(現:気象	研究所).			
n	nishihar0308@	yahoo.co.jp			
*2 方	和大学防災研	究所.			
				月4日受命	頁—
			-2017年9	月11日受理	里—

© 2018 日本気象学会

部(黒瀬ほか 2018)では宇治大雨に伴って小河川に 発生した水害を河川流出予測モデルを使って再現し, その監視と予測の可能性を考察する。

宇治大雨により京都府南部と大阪府北部において 1,657件の床上浸水,7,097件の床下浸水の被害が発生 した(内閣府 2012).京田辺市において8月14日12時 までに観測された24時間降水量は200.5 mm であり, これは当地の再現期間30年の確率24時間降水量(気象 庁 2013)である180 mm を超えた.13日19時から14日 8時までの宇治市での解析雨量の積算値は400 mm に 達した(第1図 c).

宇治市では宇治大雨により宇治川の支流である志津 川が氾濫し1名が死亡し、1名が行方不明となった。 さらにこの他の小河川の増水・氾濫も含め市内総数で は家屋の全壊31件、大規模半壊7件、半壊162件、床



第1図 (a) 2012年 8 月13日19時~14日08時の解析雨量の14時間積 算値の分布.四角形は「解析領域」(b)近畿地方の地形と 主なアメダス地点(黒丸).三角形は関西空港,大阪空港, 高安山の各気象庁レーダー及び美浜のWINDASウィンド プロファイラの位置.(c)棒グラフは宇治市東部(天ヶ瀬ダム)における前1時間の解析雨量の時間変化(左目盛)と積 算値(右目盛).破線は「解析領域」における前1時間の解 析雨量の領域平均値の時間変化.

上浸水779件,床下浸水 1,296件に及ぶ被害が発生 した(宇治市 2014).宇治 大雨による水害の特徴は宇 治川や淀川など大河川によ るものではなく,それらに 接続する小河川の増水・氾 濫により甚大な被害が生じ たことであった.

近畿地方の暖候期にはメ ソスケール線状隆水帯がし ばしば発生し水害をもたら す. これらのうち大阪府北 部から京都府南部に至る淀 川沿いに発生する降水シス テムは「淀川チャネル型大 雨|と称されている(横田 1992:池田 1994:吉本• 小西 2003;東·藤井 2008; Higashi et al. 2010). 大阪管内各気象台 と気象研究所(大阪管区気 象台ほか 2010) は観測 データと数値モデルによっ て淀川チャネル型大雨を含 む線状降水帯を詳しく論じ た。淀川チャネル型大雨の 特徴は降雨強度が大きいこ と、及び大雨域が数10 km の狭い領域に長時間停滞す ることである. 第1図a に示すとおり、その形態か ら見ると今回の宇治大雨は 淀川チャネル型大雨に該当 する

淀川チャネル型大雨は積 乱雲(対流セル)が走向に そって列状に組織化され停 滞する線状降水帯である. Kato (1998, 2005),瀬古 (2010)は九州や関東に発 生した類似の形態を示す線 状降水帯を対流セルの振舞 いまで立ち入って論じた.

"天気"65.1.

淀川チャネル型大雨については、対流セルの振舞いま で踏み込んだ解析は横田(1992)以外には見当たらな い.

本報告の目的は、宇治大雨をもたらした線状降水帯 の構造を対流セルのスケールで調べ、その気象学的側 面を理解し、その結果を第2部(黒瀬ほか 2018)の 水文学的考察につなげるとともに、淀川チャネル大雨 の発生予測の手がかりを得ることである。宇治大雨に 関しては松本ほか(2012)、小山ほか(2012)、今野ほ か(2014)が報告しているので、これらの結果も参照 しながら議論する。なお第1図に示すように、ここで は8月13日19時(以後すべて日本時間)から14日8時 までを「解析期間」、また同図bに示す領域を「解析 領域」と呼ぶ。

2. 総観場

宇治大雨が始まった直後の2012年8月13日21時の 300 hPa では(第2図 a),北緯50°東経130°付近に寒 冷低気圧があり,それにともなうトラフが日本海上空 まで達していた。このトラフに伴う低温域は近畿地方 上空には達していなかった。同時刻の500 hPa ではト ラフは日本海中央にあり(第2図 b),14日9時には 日本海北部に移動した。地上では東北地方南部以南は 太平洋高気圧の縁辺部に位置していて(第2図 c), その縁辺にあたる九州から関東まで355K に達する高 い相当温位領域が広がっていた(図略).北京付近を 中心として乾燥した移動性高気圧が存在し,これと太 平洋高気圧の間に停滞前線が解析された(第2図 c).二宮(2011)の事例と同様に,停滞前線上には梅 雨期に見られるような中規模低気圧は解析されなかっ



第2図 2012年8月13日21時における(a) 300 hPa,(b) 500 hPa,(c) 地上の各天気図.(d) は同時刻の MTSATの赤外画像.気象庁提供.(c)の破線 AB は第3 図の鉛直断面図の位置を示す.

た. この停滞前線は気象庁現業メソモデル(MSM) の950 hPa において(図略),ごく小さい水平温度傾 度(南北500 km で2°C)及び顕著な風向シアー(北 風と西~南西風)によって特徴づけられていた.な お,この日の MSM の精度については付録に示す. この停滞前線は13日9時に日本海中部に出現しゆっく り南下したが,宇治大雨の発生から終息までの期間は 常に宇治大雨の北方に位置し,停滞前線と宇治大雨が 重なることはなかった.

8

衛星画像(第2図d)によると日本海中部から本州 東岸までは幅が500 km 程度の雲バンドが停滞前線の 走向に沿って延びていた。宇治大雨が始まった直後の 13日21時の気象庁の MSM 解析値からこの雲バンド を横切る方向の断面図を作ると(第3図aのAB), 相対湿度70%以上の湿潤域が宇治市の南東側の対流圏 下層にあり、それより上では比較的乾いていた。第4 図aの3日21時の潮岬における高層データから見積 もると、最下層は飽和に近い状態のため持上げ凝結高 度と自由対流高度はともに958 hPa(450 m)と低く、 地表近くから高度5 kmまでが対流不安定層であっ た。さらに対流有効ポテンシャルエネルギー (CAPE)の値は2340 Jkg⁻¹と大きく、浮力消滅高度 は対流圏界面付近の15 kmに達していた。したがって 宇治市より南の領域はトリガーがあれば深い対流が発 生する環境場であった。

第3図aによると,停滞前線から宇治市上空付近 までは地上から対流圏上層まで湿潤層が存在し,これ







第4図 2012年8月13日21時の潮岬における
(a) エマグラムと(b)風の鉛直分布.
(a)のLCLは持上げ凝結高度,LFCは自由対流高度,ELは浮力消滅高度を示す.(b)では451 hPaより上層は細実線で示す.Wyoming大学提供.破線は宇治大雨の期間中に出現した線状降水帯の平均的な走向を示す.

はこの領域における対流による鉛直混合の結果と思わ れる.一方停滞前線の北西側(大陸側)の中層から上 層にも顕著な乾燥域が存在し,この乾燥域とその南東 側の湿潤域の境界は小倉ほか(2011)による「上空水 蒸気前線:Moisture Front Aloft」に相当すると思わ れる.中層の乾燥空気は日本の大雨の際にしばしば観 測されるが(Kato and Aranami 2005),宇治大雨の 発生時刻(13日19時)にはこの中上層の顕著な乾燥域 は宇治市上空には達しておらず,この乾燥域が発生初 期の宇治大雨の降水形成に関与したようには見えな い.

第5図に示す13日21時の MSM の925 hPa における 水蒸気フラックスの分布によると,近畿地方に水蒸気 をもたらしたと推定される流れは二つあり,そのひと つは東シナ海北部から中国地方を通過してくる「流れ I」であり,もうひとつは本州南方から紀伊半島西部 を通過してくる「流れII」である.後述するように宇 治大雨は主に流れIIに支配されていた.

13日21時の潮岬上空の風速分布(第4図b)の特徴 は、786 hPa に西南西風の14 ms⁻¹の極大があったこ とである. 500 hPa から345 hPa までの層では風速は 10 ms⁻¹前後にとどまっており、このことは第2図b に示すように潮岬上空の対流圏中層の水平温度傾度が 小さいことに対応する. MSM の鉛直断面に直交する 風の成分(第3図b)においても、宇治市の南方の潮 岬上空の700 hPaより下層には12 ms⁻¹前後の風速の 極大域が存在した。この下層風の極大は、梅雨前線に ともなう大雨の発生時に出現する「下層ジェット| (Matsumoto et al. 1970; Ninomiya and Akiyama 1974; 吉崎 1989; Nagata and Ogura 1991; 吉崎· 加藤 2007) と形態が似ている。この風の極大域を下 層ジェットと呼ぶことにすると、 宇治大雨をもたらし た線状降水帯群はこの下層ジェットのすぐ北側に発生 したことになる。後述するようにこの下層ジェットの 速度ベクトルは線状降水帯群を構成する対流セルの移 動ベクトルはほぼ一致した.

大阪管区気象台ほか(2010)によると、淀川チャネ ル型大雨は対流圏中下層に南西気流場があり、①日本 海を低気圧が東進しそれに伴う寒冷前線が近畿地方を 通過するとき、あるいは②梅雨前線や秋雨前線(停滞 前線)が近畿地方を南下するときに発生する。横田 (1992)が解析した3事例、池田(1994)の2事例, 東・藤井(2008)の2事例、瀬川ほか(2010)の事 例, Higashi *et al.*(2010)の2事例,瀬古・熊原



第 5 図 2012年 8 月13日21時における(a) 気象 庁現業メソモデル(MSM)解析値の 925 hPa における水蒸気フラックスの分 布。単位は ms⁻¹ g kg⁻¹.

(2010)の事例は①のタイプに属する.一方,山本ほか(2010)の事例,坂本ほか(2010)の事例,坂本ほか(2010)の事例,井口(2013)の事例及び今回の宇治大雨は②のタイプに該当する.①のタイプでは大雨域は寒冷前線の周辺に発生し寒冷前線とともに移動する.一方②の事例では,停滞前線の移動速度が遅いことに加えて,その南方(暖域)の均一性の高い環境場中に大雨が発生するため,その発生場所や発生時刻を予想することが困難である.

3. 解析結果

3.1 線状降水帯の組織化

第6図では気象庁レーダーのデータをもとに,各線 状降水帯が最盛期にあったときの形状を楕円で近似し て示す.ここでは反射強度が35 dBZ 以上のセル状の 降水域を「対流セル」と定義し,複数の対流セルの集 合体で反射強度が25 dBZ を境界値としたときに線状 を呈する降水域を「線状降水帯」と呼ぶことにする. 第6図によると解析期間中に,長さ20 kmから100 kmの線状降水帯 A~Kが近畿地方に発生した.この うちの B, D, G, I, J, Kの6つが第1図bに示す 大阪府北部から京都府南部にかけての淀川及びその支 川沿いの地峡(ここでは「淀川内陸部」という)に発 生し,宇治大雨をもたらした.一方線状降水帯 A と H は兵庫県中部から, C と E は大阪府南部から東進



し、それぞれ宇治の北方と南方を通過した。F は和泉 山脈上空に3時間停滞した。このためこれら5つの線 状降水帯は直接的には宇治大雨には関与しなかった。

第7図は気象庁レーダーによる1時間ごとの反射強度の分布,及びアメダスによる地上風と気温(6.5℃km⁻¹の逓減率で海面での温度に補正)の分布である. これによってBからK2までの線状降水帯の振舞いを調べる.アメダスの図では,地上付近における線状降水帯からの下層吹出しの有無を見るため,風の東西成分のゼロ線を破線で示す.第8図は宇治市を中心とする東西228km・南北33kmの短冊状の領域(第6図の破線域)のレーダーエコーを10分ごとに並べた図である.これによって線状降水帯を構成する対流セルの発生と移動,及び線状降水帯のシステムとしての移動について調べる.赤破線は個々の対流セルの位置の時間変化を,黒破線は線状降水帯の西端の位置を示す.

各線状降水帯が存在した位置と対流セルの発生状況 をもとに解析期間を1から4のステージに分けた.こ の4つのステージは小山ほか(2012)による分類とほ ぼ同様である。各ステージの特徴は次のとおりであ る.

a. ステージ1 (13日19時~23時)

このステージでは、4時間の間に4つの線状降水帯 B, D1, D2, Dが六甲山周辺で発生した(第7図ad).線状降水帯Bは18時40分頃に六甲山の北方で発 生し、東北東進して宇治市を通過し衰弱した.線状降 水帯 D1は六甲山の東側で発生しほぼ停滞していたと ころに、六甲山の西側に発生し東に移動してきた線状 降水帯 D2が合流し、線状降水帯 Dを形成した.Dで はその西端にさらに対流セルが発生して長さ80 kmの 線状降水帯に発達した.線状降水帯 Dが宇治市上空 を通過しことによって宇治市では23時に48 mmの1 時間降水量が解析された(第1図).線状降水帯 D1, D2,Dでは合計9個の対流セルがそれらの西端に発 生し、13 ms⁻¹程度の速度で東北東に移動した(第8 図).新しい対流セルが線状降水帯の西端で発生した ため、太破線が示すように線状降水帯のシステムとし ての移動速度は D1では 3 ms⁻¹,Dでは 8 ms⁻¹であ り、それらは対流セルの移動速度より小さかった。

13日18時頃に淡路島北部で発生した降水域は19時に は大阪湾に達して線状降水帯Cに組織化され(第7 図a),大阪府中部を東進した。このため線状降水帯 Cは宇治大雨に直接は関与しなかった。

b. ステージ2 (13日23時~14日2時)

このステージの降水は不活発な内陸型降水として特 徴づけられる.23時頃線状降水帯Gが(第7図e), また14日1時頃線状降水帯Iが大阪府北部に発生し (第7図m),それらの西端が大阪府・京都府境にほ ぼ停滞したため(第8図),降水域は京都府南部に限 定された(第7図e).各線状降水帯内の対流セルの 移動速度は10ms⁻¹で(第8図),ステージ1における 対流セルの移動速度より減速した。このステージでの 対流の活動度は低調であり,第1図cに示すように, このステージにおける降水量は4つのステージの中で 最も少なかった.

c. ステージ3 (14日2時00分~5時20分)

このステージでは2つの大型の線状降水帯JとK1 が発生した(第7図n,p).両者の西端の位置は兵庫 県・大阪府境の六甲山の東に戻った(第8図).線状 降水帯K1では対流セルの反射強度がそれ以前に発生 した線状降水帯の降水セルよりも大きいものが多く, 45 dBZの等値線で見ると降水域は西に向かって尖っ た「紡錘状」あるいは「ニンジン状」を呈した。宇治 市には線状降水帯JとK1の通過によって、それぞれ 1時間72 mmと55 mmの激しい降雨がもたらされた (第1図 c).ステージ2で一度減速した対流セルの移 動速度は、このステージ3では13 ms⁻¹にもどった。

d. ステージ4 (14日5時20分~8時00分)

ステージ3に組織化された線状降水帯 K1は西から やって来たメソスケール降水域 M と合流し,直線状

"天気"65.1.



第7図 1時間ごとの気象庁によるレーダーの反射強度の分布及びアメダスによる気温の等値線(1℃ごと, 高度補正あり)と風ベクトル.気温が28℃以上の領域はピンク色で,27℃以下の領域は青色で示す. 風の東西成分のゼロ線を破線で示す.AからK2は線状降水帯の位置を示す.ただしEとHは省略.



第8図 第6図の破線で囲まれた短冊状領域におけるレーダーエコーの10分ごとの時系列図.縦の実線は宇治 市と六甲山の位置を示す.赤細破線は対流セルの位置を,黒太破線は各線状降水帯において新しい対 流セルが発生した位置を示す.

だった形状を南側にやや湾 曲させながら線状降水帯 K2に移行した(第7図r). K1までの線状降水帯群の 走向は西南西-東北東で あったが,K2ではほぼ 東-西に変化した。移動方 向もK1までの線状降水帯 群が東北東であったが,第 9図に示すように5時21分 以降の線状降水帯K2では 南に変わった。



3.2 線状降水帯と地上

の温度・風の場

再び第7図を用いて各線状降水帯の中の対流セルの 発生位置,地上の低温域,地上風の収束の関係を調べる.

ステージ1からステージ3までの気象場の特徴のひ とつは、第5図で流れIIとして示した、紀伊水道から 紀淡海峡を抜け、淀川内陸部に達する地上付近の南西 流である(第7図g~l, s~w).ステージ1の初期に は、淀川内陸部の地上付近に日中の日射によって作ら れた29°Cを超える暖気が滞留していたが(第7図 g)、六甲山周辺で発生した線状降水帯B,C,D1, D2及び層状性降水域L(第7図b)が東に進むとこの 暖気は次第に消散し、22時には淀川流域を含む内陸部 に相対的に冷たい26~27°Cの領域が出現した(第7図 j).

ステージ2(23時)では淀川内陸部と奈良県北部に おいて27°C以下で東風成分を持つ領域が明瞭となり, 風の東西成分のゼロ線と26~27°Cの等温線がほぼ一致 するようになった(第7図e,k).線状降水帯GとI の西端の位置はこのゼロ線の位置とほぼ一致している ことから,内陸側に見られる東寄りの風は線状降水帯 からの吹き出しと考えられる.

第7図 o, u に示すようにステージ3では(14日2時)線状降水帯の西端は南西流の暖気域内にあり,風の東西成分のゼロ線の位置とは一致しなくなった.

ステージ4では、次節で述べるように線状降水帯か らの吹き出しが南東に向かったことから、東風成分を 持つ領域は不明瞭になった。

3.3 線状降水帯周辺の流れ

ここでは各ステージにおける線状降水帯内外の流れ 場を調べるため,第1図bに位置示す関西空港と大 阪空港の空港気象ドップラーレーダーのデータを用い てデュアル解析(石原 2001)の結果を示す。各ス テージを代表する線状降水帯D1,I,K1,K2の4つ について,持上げ凝結高度(450m)付近の高度500 mにおける流れを第10図に示す。今回は下層の流れ に注目したので上昇流の補正は行わなかった。

a. 線状降水帯 D1 (ステージ1)

第10図aによると13日21時には降水帯D1は5つの 対流セルがほぼ直線状に並び、幅5km長さ50kmの 線状に組織化されていた。高度500mにおける線状降 水帯内部の流れはシステムにほぼ平行しており、南と 北の側面からの流入はなかった。例外的に最盛期の対 流セル c1の南西端には南西からの流入があり、ここ では2×10⁻³ s⁻¹の収束が見られた(第10図 e).対流 セル c2はこの10分前に発生した新しい対流セルであ るが,すでに最下層の流れは発散していた.こうした 新しい対流セルは線状降水帯 D1の西端,すなわち風 上端である六甲山の南の海岸付近で発生し、21時の潮 岬の700 hPaの風速(第4図b)とほぼ一致する速度 で東北東に移動した.対流セルが線状降水帯の西端で 次々に発生したため,前述のとおりシステム全体は3 ms⁻¹のゆっくりした速度で東北東に進んだ、これら からのことからD1は典型的な「バックビルディン グ:Back-Building |型(BB型)の線状降水帯 (Bluestein and Jain 1985; Kato 1998) に分類でき る.

b. 線状降水帯 I (ステージ2)

ステージ2に現れた線状降水帯I(第10図b)は5 ~6個の対流セルの集合体であるが分散気味であり, 他のステージの線状降水帯にくらべると組織化の程度

2018年1月



第10図 関西空港と大阪空港の空港気象ドップラーレーダーによるデュアル解析結果.a~d は高度0.5 km における水平風と反射強度の分布.e~h は同高度における水平風の発散の分布.寒色系は収束域を暖色域は発散域を示し、緑線は5 dB ごとの反射強度の等値線を、斜めの灰色部分はデュアル解析ができない領域を示す.図 c の A-B は第16図の位置を示す.

は弱かった。各対流セルは線状降水帯の西端で発生し て東北東に移動し,線状降水帯の南側面からの流入に よってシステムが維持されていたように見えた。

c. 線状降水帯 K1 (ステージ3)

3.1節で示したように,六甲山の東で対流セルが発生し線状降水帯 K1がまず組織化された(第8図). その後線状降水帯の西端に山陰方面からやって来た広 い層状雲を伴う降水域 M が追いつき,前述したよう に紡錘状の線状降水帯 K1が強化された(第10図 c). 降水分布から見ると K1は解析期間中で最も強固に組 織化された対流であった.線状降水帯 K1の西端が降 水域 M と重なる部分では,M 内部の西寄りの流れと 大阪湾を通過してきた南西流が収束し,ここで K1の 新しい対流セルが発生していた.さらに線状降水帯

 $\mathbf{14}$

K1の南側面では10 ms⁻¹を超える南風が K1内部に流入し、それが減速することにより線状の収束帯が作られていた(第10図 g).さらに K1の北面にも西成分を持つ流れが K1に斜めに流入することにより収束域が作られていた。このように線状降水帯 K1ではシステム側面からの流入が顕著であり、これは瀬古(2010)の示した「バックアンドサイドビルディング:Back and Side Building」型(BSB型)の線状降水帯のひとつの特徴である。このためここでは K1を BSB型 に分類した。

d. 線状降水帯 K2 (ステージ4)

ステージ3までの線状降水帯はすべて東北東に移動 したが、14日5時過ぎから線状降水帯K1はゆっくり 南下を始めK2に移行した(第9図).第10図dに示 すようにK2の北面(後面)から中央部にかけて10 ms⁻¹を超す強い北西流が現れ、一方システムの南面 からも強い南西流が流入し、これら二つの流れがシス テムの南端で強く収束していた(第10図h).

4.1b節に示すように5時20分に線状降水帯 K2の南 端が到達した京田辺のアメダスでは1.5~2.0°Cの気温 低下が観測され、この低温状態は線状降水帯 K2が両 地点を通過し終わるまで続いた。このことは線状降水 帯の直下に顕著な冷気プールが形成されたことを示し ている。さらに線状降水帯 K2では南端に新しい対流 セルが発生し、それによってシステムの走向と直交す る方向にシステムが伝播した。これらのことを考慮す ると、K2は1時間程度の短命ではあったが、「スコー ルライン型」の特徴を備えた線状降水帯(Houze *et al.*1989;瀬古 2010)といえる。あるいは第10図 h に 見られるような顕著な弓状の収束域(Fujita 1979)、 及び後方流入ジェット(高谷ほか 2011)に類似した 北西からの流入の存在から、K2は「ボウエコー: bow echo」に分類することもできる。

4. 議論

ここでは線状降水帯における新しい対流セルの形成 過程,解析期間が4つのステージに分かれた理由,宇 治市付近に大雨が集中した理由,の3点について考え る.

4.1 新しい対流セルの発生過程

ここでは各線状降水帯の中で新しい対流セルを発生 させる要因として六甲山,冷気プール,局地低気圧の 3点を検討する. a. 六甲山の効果

今野ほか(2014)は宇治大雨当日の成層状態と六甲 山の地形からフルード数を計算し,対流セルの発生原 因が六甲山による暖湿気流の強制上昇である可能性を 示した.松本ほか(2012)は2kmメッシュの気象庁 非静力学モデル(JMANHM)によって六甲山周辺 の山地を高度150mに低くした感度実験を行い,その 場合でも線状降水帯が発生した.このことは六甲山の 高度が実際より低い150m程度であっても当時の気象 状況では対流が発生する可能性があったことを示して いる.

第7図に示すステージ1の地上風分布を見ると,和 歌山,関西空港,神戸空港上空を通過してきた南西流 は六甲山の南麓の神戸付近に達すると減速し,明らか にこの付近で水平収束が起きていた。第11図は各線状 降水帯において最初に対流セルが発生した地点とその 時刻を示している。これによるとステージ1では関西 空港と淡路島北端を除けば,六甲山系周辺を取り囲む ような地点において対流セルが発生した。これらのこ とを考慮すると,六甲山の地形が対流セルの発生に関 与したと推測される。

b. 冷気プール

これまで報告された何例かの淀川チャネル型大雨に は冷気層が存在した(山下ほか 2008;山本ほか 2010;坂本ほか 2010). 3.2節で述べたように,大阪 湾から淀川内陸部への線状降水帯の東進にともない淀 川内陸部の地上付近に冷気域が形成された. 第12図は 大阪湾北端の神戸地方気象台(神戸),淀川内陸部の 京田辺(当日と前日)及び生駒山における地上気温の 変化を示す.神戸では,13日18時頃に淡路島付近で発 生した線状降水帯Cの北端が19時00分頃に通過した ときに約1°Cの気温降下が起きたが,その後は 27~28°Cの比較的高温の状態がステージ3の終わり近 くまで続いた.

一方13日20時頃には京田辺では線状降水帯Bの到 来によって,それまで30°Cを超えていた気温が一気に 4°C下降した。さらに21時過ぎには線状降水帯Dの 到来によって降雨とともに気温が1°C低下し,その後 はほぼ25°C前後の状態がステージ3の終わりまで続い た。京田辺におけるこうした急激な気温の降下は,前 日(8月12日)の晴天下の夜間における緩やかな気温 降下(第12図細破線)とは対照的である。線状降水帯 が地表にもたらした降雨と落下途中の雨滴の蒸発が地 上付近の大気を冷却し「冷気プール」を作ったと推測



第11図 ステージ1,2,3において対流セルが発生した地点とその時刻。



第12図 アメダス3地点(京田辺・神戸・生駒山)における10分ごとの気温の変化。細破線 は京田辺の前日(8月12,13日)の同時刻における気温の変化。棒グラフは京田辺 における10分間降水量。"B"から"K2"は線状降水帯 B から同 K2が各地点に到 達した時刻を示す.

される.標高626 m の生駒山頂上でも19時40分に2℃ の気温の降下があったことから(第12図)、この冷気 プールは少なくとも600 m 程度の厚さをもっていたこ とがわかる.なお線状降水帯 B と C は, B を北端と する徳島・高知県境まで続く長さ150 kmの大型の対 流システムの一部であった(図略).両者がなぜこの

ように大きな気温低下をもたらしたのかは興味ある が、これ以上は議論しない.

ステージ1からステージ3まで, 淀川内陸部に冷気 プールが存在したことがわかった。この冷気プールは 各線状降水帯の西端で新しい対流セルを作る原因と なったであろうか。再度第7図を見ると、ステージ1

16

ではまだ冷気プールは各線状降水帯の対流セルが発生 した六甲山付近には形成されておらず、対流セルの形 成には冷気プールは関与しなかった。ステージ2では 対流セルの発生位置は26~27°Cの等温線付近の冷気 プールの西端の位置とほぼ一致した。また、そこは地 上風の東西成分のゼロ線ともほぼ一致していた。これ らのことからステージ2においては、解析期間の初期 に発生した3つの線状降水帯B,C,Dが大阪府北部 から京都府南部に作った冷気プールの西端に,紀伊水 道から大阪湾上空を通過してきた暖湿な南西流が乗り 上げることによって新しい対流セルが発生したと推測 される.ステージ3の前半に発生した線状降水帯」で は、ステージ1と同様に新しい対流セルは冷気プール の西端では発生しなかった。このとき対流セルは六甲 山東側の南西流の暖域に発生しており、対流セルの発 生には冷気プールではなく、六甲山が関与したと推測 される.

c. 局地低気圧

Higashi et al. (2010) は寒冷前線が大阪湾を通過 する際に淡路島の風下に波長15~20 kmの山岳波が発 生し, それが淀川チャネル型大雨の発生のトリガーと なった可能性を示した。字治大雨当日の地上の気圧分 布によると(第13図),ステージ3の14日2時から5 時までは周囲より0.5hPa 程低い低圧部が大阪湾を中 心に出現した. この低圧部は Higashi et al. (2010) の示した山岳波に伴う局地低気圧である可能性があ る、この低気圧の位置と対流セルの発生位置がほぼ一 致することから、この低気圧がステージ3の対流セル の形成に関わったかもしれない。しかしこのステージ までにこの領域には線状降水帯が次々に発生したこと から、瀬川ほか(2010)が指摘したように、激しい対 流活動の結果生じた局地低気圧であった可能性もあ り、今回の解析ではどちらがこの局地低気圧の発生原 因であったかは特定できなかった。

4.2 なぜ4つのステージに分かれたのか

宇治大雨の特徴のひとつは、ステージ1では対流セ ルが六甲山周辺で活発に発生し、ステージ2はその位 置が淀川内陸部に移って対流セルの発生数が少なく なって降水量が減り、ステージ3では再び六甲山の東 側で活発に対流セルが発生し紡錘状の線状降水帯が組 織化されたことである。3.2節と3.3節で述べたとお り、宇治大雨をもたらした線状降水帯は紀伊水道から 大阪湾に進入した暖湿な南西流によって維持されてい た。そこで紀伊水道の北端の和歌山県美浜町に位置す



る気象庁の WINDAS ウィンドプロファイラの下層風 の時間変化を調べた.

第14図によると、693、998、1284mの3つの高度 の風向はステージ1からステージ3までほぼ南西が続 いた.ステージ1とステージ2の風速を比較すると, 高度693 m ではほぼ10 ms⁻¹でほぼ同じであったが、 高度998mと1284mの風速はステージ1では8ms⁻¹ 前後であったものがステージの終わる1時間前の22時 ごろから減少し始め、ステージ2では6ms⁻¹前後と なった. このことは、高度1km付近において紀伊水 道から大阪湾に向かう運動量フラックスが他のステー ジのそれより小さかったことを示している。その高度 の水蒸気量に変化がなかったとすると、ステージ2に おいて淀川内陸部で発生した線状降水帯に流入する水 蒸気フラックスはステージ1におけるそれよりも小さ かったことになり、このことがステージ2の対流活動 が他のステージより低かったことの原因として挙げら れる.

一方ステージ3では各高度とも時間とともに風速が 増加し、ステージの最後に各高度とも14 ms⁻¹に達し た.ステージ3では南西風による運動量フラックスが 増加したことに加え、西からやってきた層状雲をとも なう降水域 M がもたらした西寄りの風も加わって、 活発な対流活動を示す線状降水帯 K1が形成された.

ウィンドプロファイラのデータから,高度1km付 近の南西流の強さが3つのステージの対流活動に影響 を与えたと推測できたが,対流セルの発生位置がス テージによって異なったことの原因は分からなかっ た.

2018年1月

ステージ4に入ると第15図のレーダーエコー頂高度 の変化が示すように、線状降水帯K1がK2に移行し た直後の5時20分からエコー頂高度が14km以上の領 域の面積が枚方市から宇治市の上空で"爆発的"に広 がった。線状降水帯 K2が西方からやって来た層状雲 をともなう降水域 M に囲まれ,周囲にあった乾燥空



第14図 気象庁局地的気象監視システム(WINDAS)の和歌山(美浜)ウィンドプロファイラによる2012年8月13日18時~14日8時における高度693 m,998 m,1284 mにおける風速と風向の時間変化。

気のエントレインメントの 影響が小さくなったこと が,それまでより深い対流 が生じた原因のひとつで あったと推測される.さら に三隅・圓山(2008)が示 したように,積乱雲の周囲 の層状性降水域が積乱雲内 で生成される雨滴の併合成 長を活発化させた可能性も 考えられる.

 なぜ宇治市付近に 大雨が集中したの か

第1図bによると, 宇 治大雨期間中に総降水量が 300 mm を超えた領域は, 宇治市を中心とする京都府 南部の東西15 km,南北5 kmの狭い領域に限定され



"天気"65.1.

た. 第1図cによると、字 治市における解析雨量の ピークは13日23時,14日4 時及び6時の3回発生して おり、各ピークは3つの線 状降水帯 D, J, K1が宇治 市の上空を通過した時刻と 一致した.

線状隆水帯K1の走向に 沿ったレーダーの反射強度 の断面図(第16図)を見る と、K1はほぼ西から東に 並んだ C1から C7までの7 つの対流セルによって構成 されていた.反射強度の鉛 直分布を見ると,兵庫県と 大阪府の境付近にある対流 セルC1は背が低く成長期 にあった.対流セルC2と C3は 高 度 3 km 付 近 に50 dBZ以上の反射強度を示 す降水のコアがあり、これ らはまだ地上に達しない。 また対流セル C2と C3のエ

コー頂は対流圏界面である高度15 km に達しており, これはこれらが発達期~成熟期にあったことを示して いる。対流セルC4とC5は45dBZの等値線の高度が 低くなった成熟期の対流セルであり、降水のコアは地 上付近に達していたと思われる。C6とC7は消滅期の 対流セルである.

第16図

第16図は14日5時のスナップショットである。しか し第8図によると線状降水帯K1は、内部で対流セル の移動はあったもの4時過ぎから5時過ぎまではほぼ 定常状態を保っていたから,空間・時間変換をすると 第16図を対流セルの時間経過を示す図と見てもよいで あろう、兵庫県と大阪府の境付近で発生した対流セル は発達しながら淀川内陸部を東進し、成熟期に達した 頃に京田辺から宇治市の上空に達し、そこで大雨がも たらされた。両地点の距離は45 km,対流セルの移動 速度は13 ms⁻¹(3.1節 c)であったから、対流セルが 発生してから宇治市に到達するまで約1時間が経過し たと推測される、線状降水帯を構成する各対流セルが 成熟期を迎えた地点が宇治市付近であったことから、 ここに大雨が集中した. さらに, 期間の後半には

シャープに組織化された BSB 型の線状降水帯 K1が 宇治市上空を通過したから、この地域に局所的な大雨 が発生した。

5. まとめ

C7は対流セルの位置を示す。

2012年8月13,14日に京都府宇治市から大阪府枚方 市にかけて発生し大雨をもたらしたメソスケール線状 降水帯群の形態・組織化・気流構造・形成維持機構を 対流セルのスケールで調べ、次のことが明らかになっ た.

- ・淀川チャネル型大雨は寒冷前線タイプと停滞前線タ イプに分類される、宇治大雨は停滞前線とその南方 の深い対流不安定層と下層ジェットが存在する環境 場の境界付近で発生した停滞前線タイプの大雨で あった.
- ・大雨期間中に6つの線状降水帯が淀川沿いに発生 し、ゆっくり東北東に進んだ. レーダーの反射強度 で見ると各線状隆水帯は互いに似た形状を示した が,対流セルの振舞いと気流場に着目すると,それ らはバックビルディング (BB) 型, バックアンド



2012年8月14日5時4分における線状降水帯K1の走向に沿った反射強

度の鉛直断面図、鉛直断面図の位置を第10図cのABに示す、C1から

サイドビルディング (BSB) 型,及びスコールラ イン型に分類された.

20

- ・期間の初期と後期は紀伊水道からやって来た暖湿な 南西流が六甲山付近で減速し収束することで,期間 の中期には線状降水帯が作った冷気プールに紀伊水 道からの南西流が乗り上げることによって,線状降 水帯の西端に新しい対流セルが繰り返し作られたと 推測された。期間の終わり近くに発生した線状降水 帯では,解析領域の西方からやってきた層状性降水 域との合流が対流の強化に寄与した。
- 線状降水帯の活動度と紀伊水道から大阪湾を通過してくる高度1km付近の南西流の強弱と間には相関があるように見えた。しかし現業観測データからはそれ以上の議論はできなかった。

宇治大雨のような停滞前線タイプの淀川チャネル型 大雨を監視・予測するためには、次のことが役に立つ と思われる.

- ・大気の安定度と風の鉛直分布,特に下層ジェットの 有無に注意しながら,停滞前線からその南100 km 程度の領域にメソスケール線状降水帯が発生するか どうかを監視する.
- ・最初に六甲山周辺において線状降水帯が発生する兆 候を監視する。次に発生した線状降水帯が冷気プー ルを作るか否かを監視する。冷気プールが作られた
 時には、次に停滞性の線状降水帯が発生する可能性
 が高いことに注意する。
- 発生した線状降水帯の対流セルの動向に注目し、
 BB型あるいはBSB型に組織化され停滞するか、
 単純な移動性の線状降水帯であるかを見極める。
- ・地上観測とウィンドプロファイラ観測から紀伊水道 から大阪湾を通過してくる大気下層の南西流の動向 を監視し、風速の変化が線状降水帯の活動度を変化 させる可能性があることを考慮する。

近畿地方における大雨災害の原因となっている淀川 チャネル型大雨はこれまで多くの調査研究が行われ, その実態が明らかになりつつあるが,それらに関する 数値予報の精度はまだ十分とはいえない。今回の解析 結果は停滞前線型の淀川チャネル型大雨を監視・予測 するための一助となると思われる。

第2部(黒瀬ほか 2018)では、本報告を参照しな がら、宇治大雨期間中に小河川で発生した氾濫を水文 モデルによってシミュレートしその実態を調べるとと もに、その予測可能性について考察する.

謝辞

ひまわり衛星画像,気象レーダー,アメダスの各 データの提供を受けた気象庁に感謝いたします.特に 空港気象ドップラーレーダーのデータ提供では関西航 空地方気象台,大阪航空測候所及び気象研究所気象衛 星・観測システム研究部(当時)佐藤英一氏の皆様に 感謝いたします.WINDASのデータは気象庁観測部 (当時)の阿保敏広氏から提供を受けました.大阪管 区気象台予報課長(当時)の杉本悟史氏をはじめとす る課員の皆様からは本事例について貴重なご意見をい ただきました.皆様に感謝します.原稿を改良するに あたり終始貴重なコメントをいただいた天気編集委員 の林 修吾氏,及び二人の査読者に心より感謝いたし ます.

本件は京都大学学際融合教育研究推進センターの極 端気象適応社会教育ユニットにおける研究及び気象研 究所の客員研究として実施しました.

付 録

本報告で使用した気象庁現業メソモデル(MSM) の宇治大雨時の精度を検証するため,解析雨量と MSMの降水分布予報値を比較した。第A1図は宇治 大雨期間中の2012年8月13日22時における両者の比較 である。解析雨量で見られる日本海沿岸の大規模な降 水域及び近畿・中部地方の降水域はMSMによって もよく表現されている。

参考文献

- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985 : Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J. Atmos. Sci., 42, 1711– 1732.
- Fujita, T. T., 1979: Objective, operation, and results of Project NIMROD. Preprints, 11th Conf. on Severe Local Storms, Kansas City, MO, Amer. Meteor. Soc., 259–266.
- 東 邦昭,藤井 健,2008:1999年に京阪神地域を通過し た寒冷前線に伴って線状降水帯が発生したときの環境 場.京都産業大学論集,自然科学系列,37,81-93.
- Higashi, K., Y. Kiyohara, M. D. Yamanaka, Y. Shibagaki, M. Kusuda and T. Fujii, 2010: Multiscale features of line-shaped precipitation system generation in central Japan during late Baiu season. J. Meteor. Soc.



第 A1図 2012年 8 月13日22時における(a) 解析雨量と(b) 気象庁現業メソモデル(MSM)による1時間降水量の1時間予想値.

Japan, 88, 909-930.

- 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.
- 井口敬雄,2013:京都府立大学で観測された2012年7月15 日の大雨.京都大学防災研究所年報,56B,257-264.
- 池田 浩,1994:京都府南部の短時間強雨.日本気象学会 関西支部例会講演要旨集,14-17.
- 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),38-73.
- Kato, T., 1998: Numerical simulation of the bandshaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. J. Meteor. Soc. Japan, 76, 97-128.
- Kato, T., 2005: Statistical study of band-shaped rainfall systems, the Koshikijima and Nagasaki lines, observed around Kyushu Island, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 83, 943-957.
- Kato, T. and K. Aranami, 2005: Formation factors of 2004 Niigata-Fukushima and Fukui heavy rainfalls and problems in the predictions using a cloud-resolving model. SOLA, 1, 1-4.
- 気象庁, 2013: 異常気象リスクマップ. 気象庁ホームページ, http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/riskmap/ amd_ov100.html (2013年6月6日参照).
- 今野 暁,松下浩則,本田英司,土井ひかる,小山内大 輔,2014:大阪府における大雨発生条件の検討(2012年 8月13日から14日に発生した近畿地方中部の大雨につい

て). 平成25年度大阪管区気象研究会誌.

- 小山芳太,飯田早苗,野村武司,佐伯亮介,2012:平成24 年8月14日に発生した近畿地方中部の大雨について.日 本気象学会関西支部2012年度第3回例会講演要旨集.
- 黒瀬陽平,寶 馨, P. Luo,石原正仁,2018:2012年8 月13,14日に宇治市周辺に発生した大雨 第2部 宇治 市志津川の増水・氾濫の実態把握と予測可能性,天気, 投稿中.
- 松本 覚,向井直人,土井ひかる,榎原資嗣,2012:2012 年8月14日の線状降水帯について.平成24年度大阪管区 気象研究会誌.
- Matsumoto, S., S. Yoshizumi and M. Takeuchi, 1970: On the structure of the "Baiu front" and the associated intermediate-scale disturbances in the lower atmosphere. J. Meteor. Soc. Japan, 48, 479-491.
- 三隅良平,圓山憲一,2008:下層空気の収束による積乱雲 の降水強化一形成される下層雲の役割に注目した数値実 験一.天気,55,567-580.
- Nagata, M. and Y. Ogura, 1991: A modeling case study of interaction between heavy precipitation and a lowlevel jet over Japan in the Baiu season. Mon .Wea. Rev., 119, 1309–1336.
- 内閣府,2012:平成24年8月13日からの大雨等による被害 状況等について.http://www.bousai.go.jp/updates/ h2408kinkiooame/pdf/h2408kinkiooame04.pdf (2015.9.15参照).
- 二宮洸三,2011:1968年8月17日に発生した飛騨川豪雨の メソスケール降水系.天気,58,306-316.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1974: Band structure of

mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream. J. Meteor. Soc. Japan, **52**, 300-313.

小倉義光, 隈部良司, 西村修司, 2011:「平成20年8月末 豪雨」の天気系, 特にメソ対流系の組織化について. 天 気, 58, 201-217.

- 大阪管区気象台,2012:平成24年8月14日の近畿地方の大 雨について(近畿地方の気象速報).気象速報.
- 大阪管区気象台,同管内各地方気象台,予報研究部, 2010: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.気象研究所 技術報告,(61),154pp.
- 坂本 啓,石山 満,小野善史,鈴木和男,河野 誠, 2010:2008年6月20日の線状降水帯の事例について.気 象研究所技術報告,(61),2-19-2-23.
- 瀬川知則,朝原信長,岩本久雄,飯田早苗,濱崎博史,牧 田弘道,鎌倉和夫,2010: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~.気 象研究所技術報告,(61),2-1-2-9.
- 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.気象庁研究時報,62,1-74.
- 瀬古 弘,熊原義正,2010:2003年4月8日に大阪平野に

組織化された線状降水帯.気象研究所技術報告,(61), 3-1-3-17.

- 高谷美正,鈴木 修,山内 洋,中里真久,猪上華子, 2011:2007年4月28日に東京湾岸地帯に突風をもたらし たボウエコー.天気,58,1038-1053.
- 字治市,2014:平成24年8月13日・14日京都府南部地域豪 雨災害記録集.字治市,75pp.
- 山本陽子,岸本 満,小林光昌,野中栄作,伊藤晋悟, 2010:奈良県に影響する線状降水帯について.気象研究 所技術報告,(61),2-10-2-18.
- 山下 寛,松長高雄,淀川チャネルを語る会グループ, 2008:淀川チャネル型大雨.日本気象学会関西支部2008 年度例会要旨集,38-41.
- 横田寛伸,1992:淀川チャネル型大雨の比較解析.日本気 象学会関西支部年会講演予稿集,14-18.
- 吉本直弘,小西啓之,2003:梅雨期の京阪神地域における 強雨の発生と降雨の変化.日本気象学会関西支部年会講 演予稿集,26-29.
- 吉崎正憲, 1989:LLJ (下層ジェット). 天気, 36, 325-326.
- 吉崎正憲,加藤輝之,2007:豪雨・豪雪の気象学.朝倉書 店,78-79.

The Rainstorm Generated around Uji, Kyoto on 13-14 August 2012 Part I: Mesoscale Analysis of the Convective Line Systems Causing Heavy Rainfall

Masahito ISHIHARA* and Kaoru TAKARA**

- * (Corresponding author) Center for Promotion of Interdisciplinary Education and Research, Kyoto University (Present affiliation: Meteorological Reserch Institute).
 E-mail: mishihar0308 @ yahoo.co.jp
- ** Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University.

(Received 4 August 2014; Accepted 11 September 2017)

Abstract

A heavy rainstorm occurred in the area ranging from Hirakata City of Osaka to Uji City of Kyoto on 13 and 14 August 2012, causing flooding of small rivers and giving serious damage to residents in the cities; we call this storm "the Uji rainstorm". This is the first part of the two-series papers concerning the Uji rainstorm, describing meteorologically analyzed results using mainly surface data and weather radar data. The second part of the series shows simulation results on flooding of a small-scale river due to the Uji rainstorm using a hydrological runoff model.

This paper has revealed the following evidences. 1) There are two types of Yodogawa-channel rainstorms: cold-front type and stationary-front type. The Uji rainstorm was classified into the stationary-front type and generated as a weak-forced convection in the deep convectively unstable layer with a low-level jet. 2) During the storm period of thirteen hours, six mesoscale line systems were organized and slowly moved along the Yodo River. Taking into account of the behavior and kinematic structure of the convective systems, they were classified into three types: back-building (BB) convection, back-and-side-building (BSB) convection and squall line convection. 3) At first stage of the Uji storm, convective cells in the mesoscale line systems were produced by the topography-forced uplifting of warm moist air around the the Rokko Mountains. At the middle stage, convective cells were generated at the western edge of the stationary cold pool near the surface, which was produced by the mesoscale line systems. At the final stage, the mesoscale line system merged with a stratified mesoscale system, and the merging might intensify the convective activity of the mesoscale line systems. 4) The intensity of the southwesterly low-level wind over the Kii-channel correlated with convective activity of the mesoscale line systems.