

〔研究ノート〕

1998年10月15日に京都市で発生した局地的豪雨の事例解析

東 邦 昭
藤 井 健(平成15年9月16日提出)
(平成16年2月13日修正)

要 旨

1998年10月15日の夜に、京都地方気象台において1時間降水量73.5mm、3時間降水量139.5mmの大雨を観測した。しかし、この3時間において、京都市周辺のアメダス観測所の園部町では0.0mm、長岡京市では3.0mmであり、この大雨は京都市域に限られた局地的な現象であった。このときの850hPa面(高度約1.5km)の天気図によると、台湾付近に存在する台風9810号から北東方向に延びる湿舌が九州地方や四国地方にまで達していた。一方では、700hPa面(高度約2.6km)において、太平洋高気圧からの乾燥した気流が近畿地方に侵入して、対流不安定の成層状態にあった。京都市域における大雨を降らせた降雨セルについて、レーダーエコー画像上で追跡してみると、神戸市北部の六甲山付近で発生し、発達ながら約30km/hの速さで東北東に進み、約1時間後に京都市に達していた。レーダーエコーで4mm/h以上の降雨強度をもった降雨セルは幅10km、長さ60kmの線状降雨帯を形成しており、この南西端付近で新しいセルが次々と発生、発達しながら、東北東に進んで京都市に達している。これが3時間にわたって京都市において大雨を維持させたのであり、back-building型降雨セルと呼ばれるものである。著者らは、今後の研究において、この事例における降雨セルの発生と維持の機構について調べることにする。

キーワード：局地的豪雨，線状降雨セル，対流不安定，湿舌，レーダーエコー，back-building型降水システム

1. はじめに

豪雨の中には、非常に狭い範囲のみで降る局地的豪雨があり、集中豪雨とも呼ばれている。たとえば、1957年7月25～26日に長崎県諫早市を中心として降った豪雨(諫早豪雨)では長崎県西郷で24時間降水量が1109.2mm、3時間降水量が377mmに達した。しかし、3時間降水量が90mm以上の領域は幅20kmの狭い範囲に限られていた。このような局地的豪雨の事例については多くの研究者により解析されているが、その発生や維持のメカニズムが十分に解明されたわけではなく、事例解析を蓄積して行かなければならないのが現状である。

京都市でも、1998年10月15日の夜に京都地方気象台で1時間降雨量73.5mmの豪雨が記録された。これは表1に示したように、同気象台としては、1906年1月から2003年8月までの97

表1 京都地方気象台における最大1時間降水量順位10位までの記録(統計期間:1906/1~2003/8),気象庁ホームページによる.

順位	最大1時間降水量 (mm)	起時 (年月日)
1位	88.0	1980年8月26日
2位	83.4	1918年8月15日
3位	80.9	1941年6月28日
4位	78.5	1980年8月27日
5位	73.5	1998年10月15日
6位	69.0	1999年6月30日
7位	68.0	1999年6月27日
8位	64.0	1968年8月18日
9位	63.1	1958年9月16日
10位	61.5	1939年8月1日

年8か月間の観測史上で5番目に当たるものであった。また、20~23時の3時間には139.5mmに達した。しかし、このとき、長岡京や園部でほとんど降っておらず、非常に狭い範囲に限られた局地的なものであった。そこで、この豪雨の特徴や成因について調べることにした。

2. 局地的豪雨の研究

局地的豪雨に関する研究は、従来、レーダーエコー図や雨量分布図、衛星雲画像、天気図の解析を中心として進められてきた。例えば、レーダーエコー図を時系列に解析し、対象としている積乱雲群を追跡したり、その移動速度を見積もることによって、大雨を降らせている雲システムのライフサイクルを調べられたりした。また気象台やAMeDAS(自動気象データ収集装置)によって観測された降水量から雨量マップを作成し、雨量分布を作成するとともに、気圧データから気圧変化量を求めてその解析が行われてきた。しかし、対象としている豪雨のスケールが非常に小さい場合や非常に狭い範囲にのみ限定して激しい降水があった場合にはこのような解析ではその原因を突き止めるのが難しい例が多い。やがて1990年代になると、コンピュータの性能の著しい向上により、従来の事例解析に加えて数値シミュレーションが行われるようになった。数値モデルは、大きく分けて、静力学モデルと言われる鉛直方向の加速度を無視して計算するモデルと鉛直方向の加速度を考慮して計算する非静力学モデルの2種類がある。前者は鉛直方向の加速度すなわち空気塊の激しい対流活動を無視しているために激しい対流活動を伴うような降水現象を調べるのには不適である。一方、後者は鉛直方向の加速度を考慮しているために局地的豪雨のような対流活動を伴うような現象を再現するのに適している。例えば、Kato(1998)、Kato and Goda(2001)、およびKato et al.(2003)では線状エコーを伴った局地的豪雨について非静力学モデルを用いてシミュレーションを試みている。しかし、非静力学モデルを

使えば正確に局地的豪雨が再現できるというわけではない．局地的豪雨の中には数値モデルによる再現が難しいものもある．モデルの中での初期値や境界値の取り扱い方，また数値計算のためのメッシュの取り方によって結果が大きく変わることがある．このため数値モデルによるシミュレーションは万能ではなく，現在もその改良が進められている．この事例など京都市地域における局地的豪雨の数値モデルによるシミュレーションは将来の課題としておき，ここでは気象庁の各地のデータを用いて大雨の特徴を調べることにする．

3. 降雨の状況

図1に京都市付近のアメダス観測地点および京都産業大学（以下「産大」と略す）の位置を示す．また，各地点における1時間降水量の時間変化を図2に示す．京都地方気象台（以下「気象台」と略す）では20時から23時の3時間に積算139.5mmの降雨があり，とくに21:30～22:30の1時間に73.5mmの降水量を記録した．この気象台から北北東に7km離れている産大でも，同じ3時間に積算125.0mmの降雨がありとくに21:00～22:00の1時間に69.0mmの降水量を記録した．しかしながら，産大より北に10km離れた花背峠では20:00～23:00の3時間積算雨量は15.5mmにすぎなかった．また，同じ3時間において長岡京では3.0mmであったが，京都

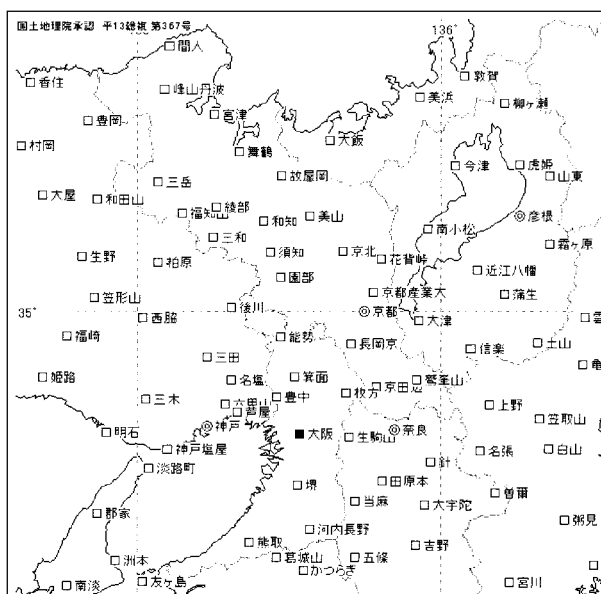


図1 京都市およびその周辺のアメダス観測地点と京都産業大学の位置．地図は『白地図 MapMap Ver.5.0』を編集した．

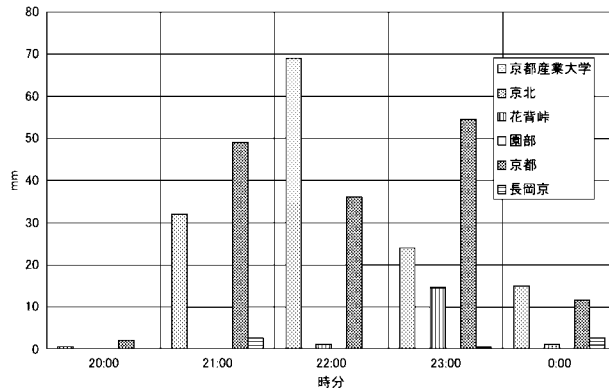


図2 京都市およびその周辺の観測点における1時間降水量の時間変化(1998年10月15日19~24時), 観測データは『気象庁ホームページ』より引用

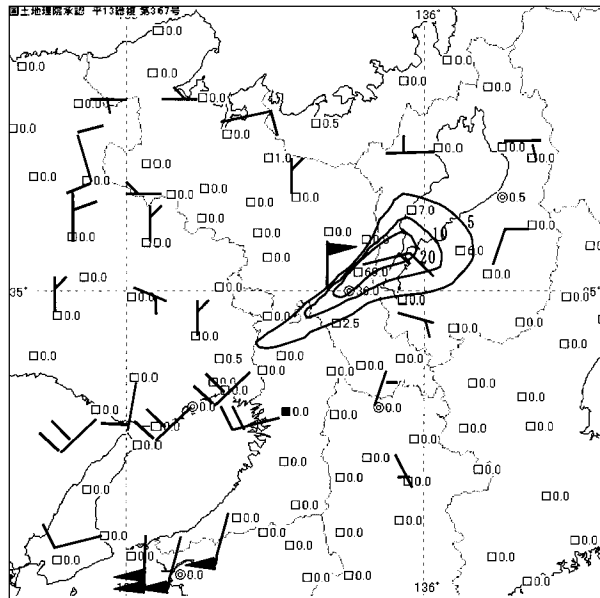


図3 アメダス観測点における1時間降水量(21~22時)と地上風(22時)の分布, 観測データは『気象庁ホームページ』より引用し, 地図は『白地図 MapMap Ver. 5.0』を編集した.

市周辺の他のアメダス観測点の園部, 京北, 京田辺などでは0.0mmであった.

次に, 21~22時の1時間降水量と22時の風の分布を図3に示す. これによると, 1時間に30mmを超える激しい降雨が観測されたのは気象台と産大だけで, 花背峠では1.0mmにすぎず, 京都市周辺の他のアメダス観測点では0.5mm未満である. また, 風の分布を見ると大阪湾に気流が収束しており, とくに, 和歌山県の友が島で風が強い. そこで, 友が島アメダス観測点の風速と風向の時間変化を図4に示す. これによると, 13時から24時まで南風が続いており,

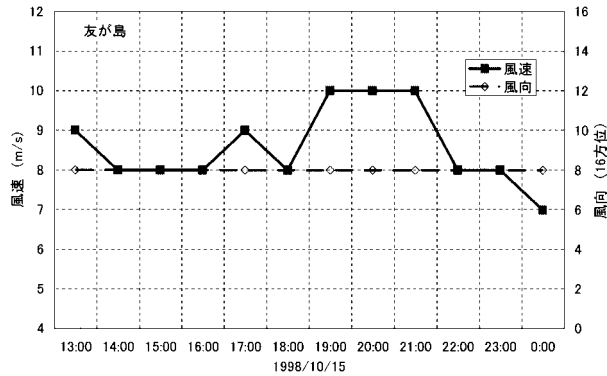


図4 和歌山県友が島アメダス観測点における風向と風速の時間変化，データは『気象庁月報平成10年10月』より引用

風速は6～10 m/sであった．とくに，19時から21時までは，風速10 m/sの南風が続いており，友が島水道を通り，南方からの気流の侵入があった．吉本・小西(2003)も，1999年6月28日から29日の大阪府北部で発現した局地的豪雨を解析した結果，寒冷前線の接近時に，同様に，友が島において強い南風が吹いて，大阪湾上で気流の収束が大きくなって上昇流が強まり，また，水蒸気が流入することによって降雨が強化された可能性を指摘している．

4. 総観場の状況

この豪雨が降った1998年10月15日21時の天気図から各高度における総観場の特徴をまとめると次のようである．

図5に示した日本付近の地上天気図では，樺太付近に中心気圧992 hPaの低気圧があり，中心付近から閉塞前線が北緯50°，東経150°付近にまで延び，そこから温暖前線が北緯47°，東経159°付近に達し，また寒冷前線が北海道の東方海上から東北地方を通過して近畿地方に達し，さらに停滞前線となって九州の西方海上に延びている．また，台湾付近には台風10号が存在している．

図6に示した850 hPa面高層天気図によると，台湾付近に存在している台風10号から西日本に向かって湿数(気温-露点温度)3以下の湿潤域(天気図の網掛け領域)が伸びており，台風域の湿った気流が西日本に入り込んできている．これから判断すると，台風10号は豪雨を降らせた水蒸気の供給源であると考えられる．

図7の700 hPa天気図では，台湾付近にある台風10号から湿った空気が東シナ海から九州，四国地方まで達しているが，潮岬では湿数が4.1と比較的に乾燥している．

図8に示した500 hPa面天気図では，台風10号から湿数が1以下の非常に湿った気流が九

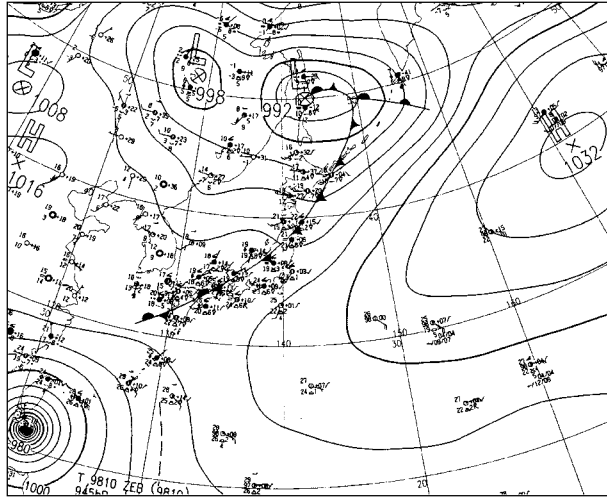


図5 地上天気図（1998年10月15日21時），『CD-ROM 気象庁天気図平成10年10月』より引用

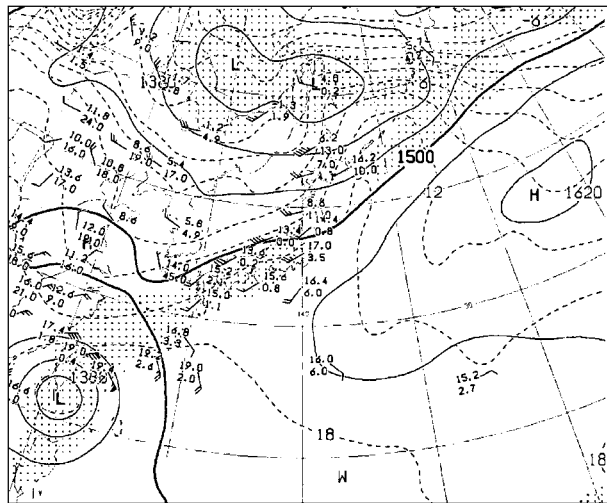


図6 850 hPa 面高層天気図（1998年10月15日21時），実線は等高度線 (m)，破線は等温線 ()，網掛け域は湿数（気温－露点温度）が3以下の湿润域，『CD-ROM 気象庁天気図平成10年10月』より引用

州，中国，北陸地方へ流入している．一方，日本の南にある太平洋高気圧の縁を周って南西方向から流入してくる気流があり，これは潮岬の湿数 5.0 から判断すると，比較的乾燥している．

図9の300 hPa 面天気図によると，日本の南の太平洋高気圧と中国東北部にある低気圧の間に強風軸が存在している．近畿地方は強風軸の南端にあたり，上空では南南西の強風は吹いている．また強風軸のすぐ南に地上天気図（図5参照）では前線が存在している．

これらの高層天気図に記された気温と露点温度から，潮岬における相対湿度を算出すると，

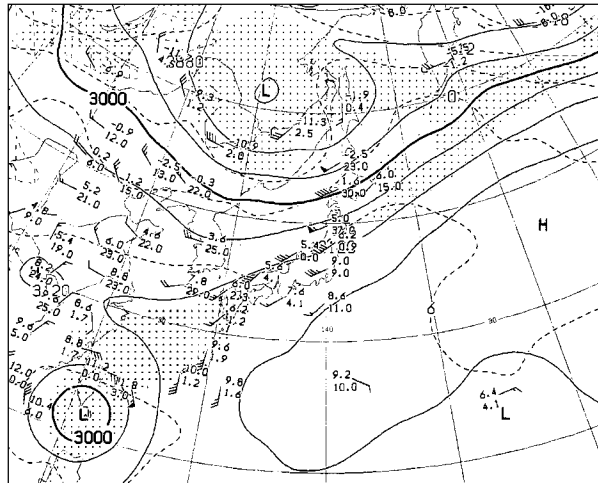


図7 700 hPa 面高層天気図(1998年10月15日21時), 実線は等高度線(m), 破線は等温線(), 網掛け領域は湿数(気温-露点温度)が3以下の湿潤域, 『CD-ROM 気象庁天気図平成10年10月』より引用

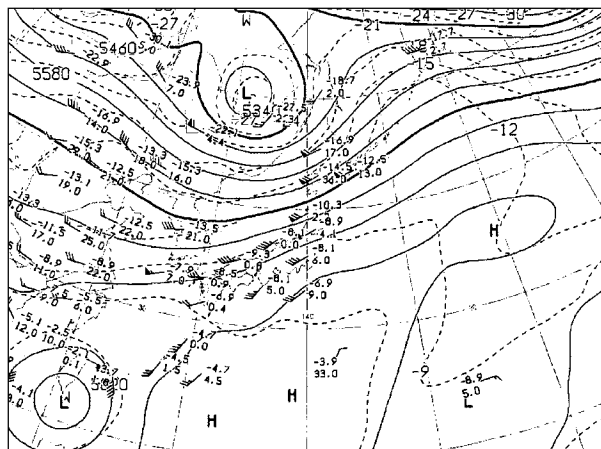


図8 500 hPa 面高層天気図(1998年10月15日21時), 実線は等高度線(m), 破線は等温線(), 『CD-ROM 気象庁天気図平成10年10月』より引用

850 hPa では 95% と飽和状態に近く、非常に湿っているが、700 hPa では 75%、500 hPa では 67% と乾燥している。この乾燥空気の鉛直方向の広がりを見るために、潮岬における湿数の鉛直分布を図 10 に示す。これによると、750 hPa 面(高度約 2.6 km)で湿数 9.0、572 hPa 面(高度約 4.8 km)で湿数 12.0、549-532 hPa 面(高度約 5.1-5.4 km)で湿数 13.0 の非常に乾燥した空気が存在している。これらの乾燥した空気は、風向から判断すると、南西方向から流入している。この乾燥空気は、太平洋高気圧域内の下降気流による乾燥断熱的な気温上昇によって生成したものであると考えられる。これとは対症的に、地上から 850 hPa 面(高度約 1.5 km)あた

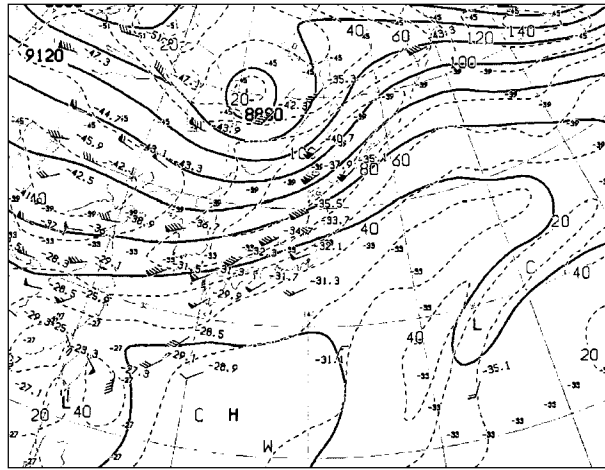


図9 300hPa面高層天気図(1998年10月15日21時),実線は等高度線(m),破線は等風速線(m/s),『CD-ROM 気象庁天気図平成10年10月』より引用

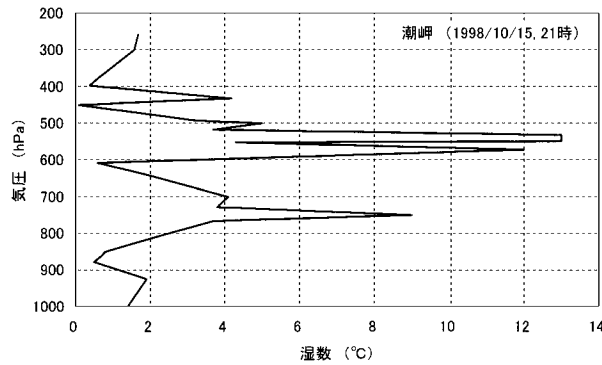


図10 潮岬における湿数の鉛直分布(1998年10月15日21時),観測データは『Wyoming大学大気科学教室』ホームページより引用

りまでは湿数が2.0以下であり,非常に湿っている。

上空の乾燥した空気は,考察で述べるように,京阪神にまで流入し,下層の湿潤空気の間で対流不安定な成層状態が出現したものと考えられる。

5. 衛星画像による雲頂高度と上空水蒸気量の分布

図11は1998年10月15日21時の気象衛星ひまわりの赤外画像である。図の左下に渦を巻いた雲域は台風10号に伴うものである。台風本体の雲の東北東方向,九州から紀伊半島にかけて南西方から湿った気流の侵入による雲の発生が見られる。本州の大部分は南西から北東方向

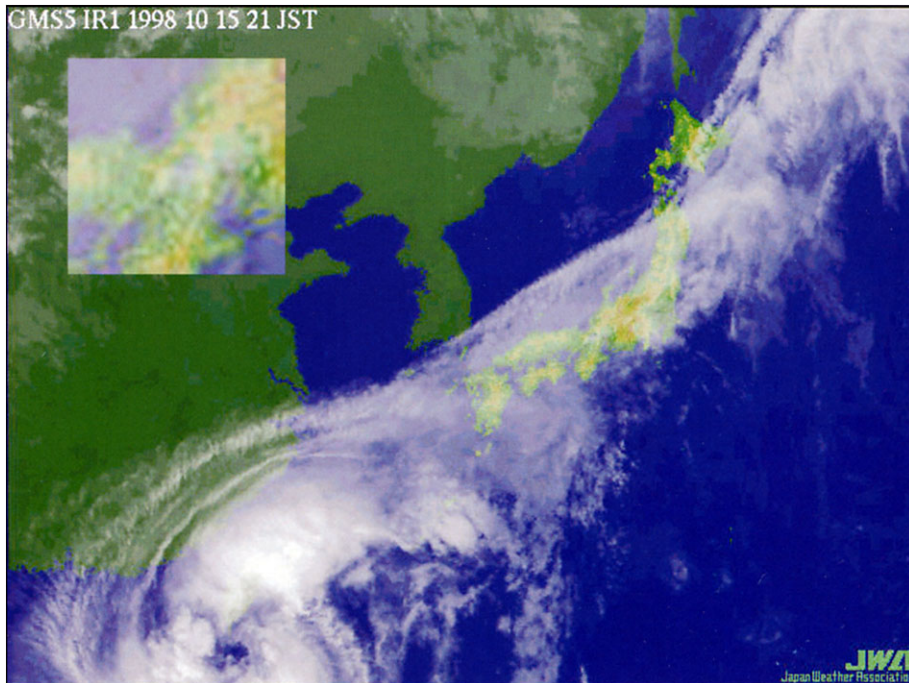


図 11 衛星赤外画像（1998 年 10 月 15 日 21 時），図左上は近畿地方を拡大したもの，画像は日本気象協会（編）『気象データひまわり CD-ROM 2000』より引用したものを加工

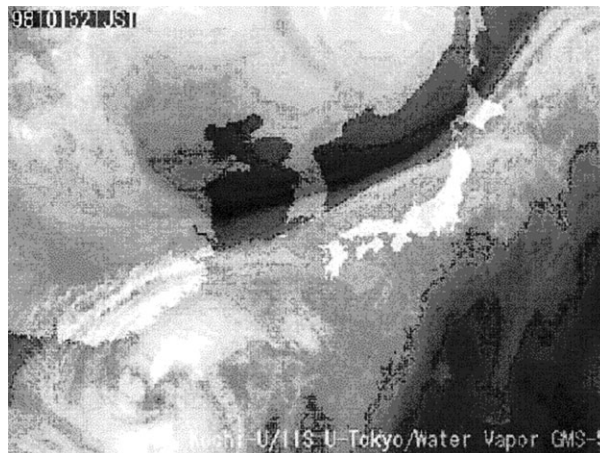


図 12 衛星水蒸気画像（1998 年 10 月 15 日 21 時），『高知大学気象情報頁』ホームページより引用

に向かって伸びる薄い上層雲に覆われており，それを透して能登半島付近から佐渡島付近に向かって前線に伴った帯状の雲域がある．また，上層雲の下には京都市，滋賀県南部，滋賀県東部に直径 10km 程度の 3 個の団塊状雲が存在しており，これは明らかに対流雲であり，京都市域の雲は周辺よりも中心で白いのが明瞭である．この対流雲中心の雲頂高度は，画像の濃淡が

ら判断すると、台風眼周辺の積乱雲よりは低く、8~10km 程度と推測される。京都市域では、この対流雲の下で激しい雨が降ったのである。

図 12 は同時刻の気象衛星ひまわりの水蒸気画像である。これは上空 400 hPa 付近の水蒸気量を示しており、白いほど上空が湿っていることを意味している。とくに台湾付近の台風周辺は一際白く輝いている。

6. 降雨セル群の移動と発達

19:00 から 22:52 までの大阪レーダーによるエコー分布図を図 13(a)~(d) に示す。これらの図に基づくと、降雨セル群の移動、発達、およびその形状は次のようである。

6.1 降雨セル群先端部の移動と発達

18:30 ころ六甲山系付近で発生した降雨セル群は、19:00 ころ大阪府北部でエコー強度 4 mm/h 以上にまで発達した。このセル群 (4 mm/h 以上) の先端部は、19:15 に大阪府と京都府の境界を越え、京都府に入った。その後、北東に進み、19:30 ころに気象台付近に達した。さらに、降雨セル群は 19:52 に京都府と滋賀県の府県境に到達した。この間の平均移動速度は約 30 km/h である。

降雨セル群中心部のエコー強度最大域では、18:00 ころまでは、強度 4 mm/h 以下の弱エコー域であったが、大阪府北部に達した 19:00 には強度 16~32 mm/h にまで発達した。この強度の領域は、時間とともに拡大し、京都市に到達した 20:30 にはエコー強度 32 mm/h 以上の強エコーも含まれるようになった。

6.2 新しい降雨セル群の供給

六甲山系付近では、19:45 から新しいセル群が発達しながら北東進し、20:07 には京都市西部で古いセル群に併合した。次に、20:45 に六甲山付近で 3 番目のセル群が発達し始め、北東に動き、21:15 には京都市にあった降雨セル群に併合していった。さらに、21:30 には、六甲山付近で 4 番目のセル群が発達し、北東に進み、22:00 に京都市のセル群に併合した。この後、京都市でセル群は発達、拡大していった。このように、六甲山付近で生成した新しい降雨セル群が発達しながら北東に進み、京都市付近で古い降雨セル群と併合し、激しい降雨を持続させたものと考えられる。

図 14 は気象台と産大の 10 分間降水量の時間変化である。気象台では、20:20~20:30 に 9.0 mm/10 min を超えた。21:00~21:20 には、一時的に雨がほとんど止んだが、21:30 から強くなり、22:50 までの 1 時間 20 分は、8.0 mm/10 min 以上の激しい降雨が続いた。これは、上述のレーダー画像で見られたように、六甲山付近から北東進してきた降雨セルが京都市付近に達した時間帯と

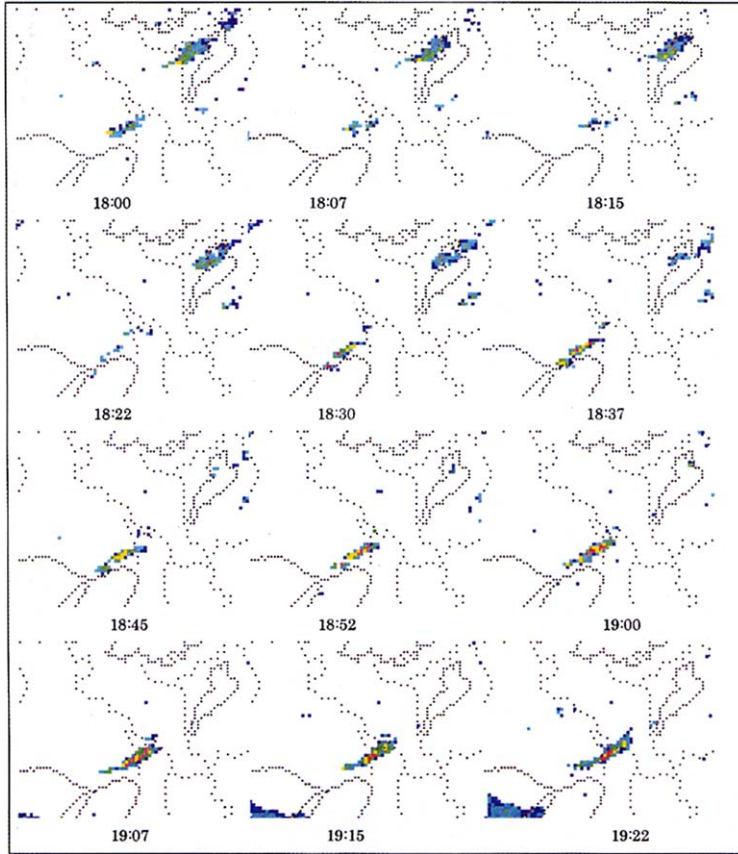


図 13 (a) 7.5 分間隔のレーダーエコー分布図 (1998 年 10 月 15 日 18:00 ~ 19:22), 気象庁編『大阪レーダー 1998 年』より引用

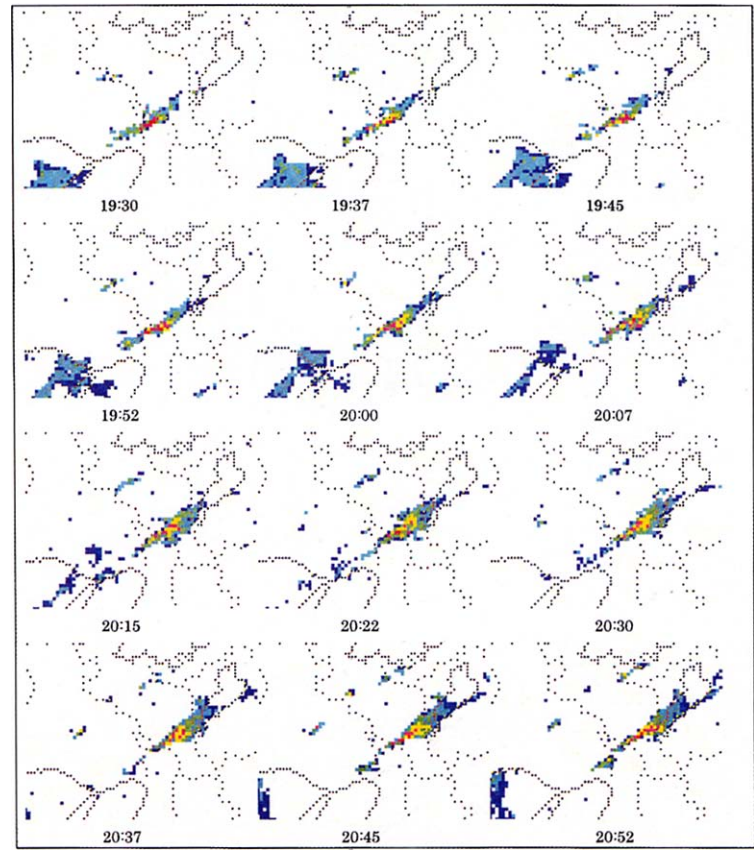


図 13 (b) 7.5 分間隔のレーダーエコー分布図 (1998 年 10 月 15 日 19:30 ~ 20:52), 気象庁編『大阪レーダー 1998 年』より引用

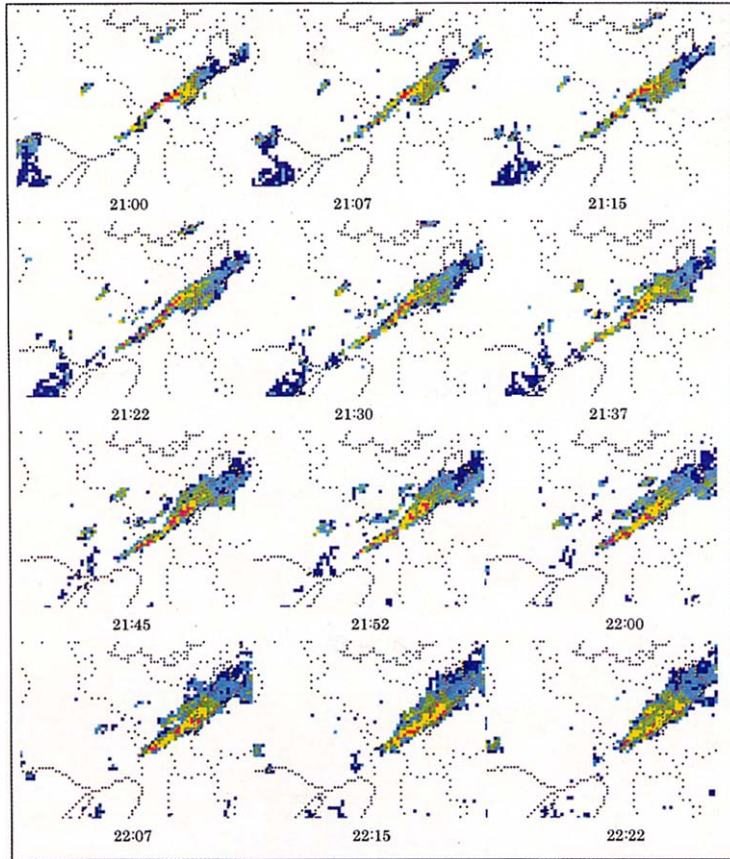


図 13 (c) 7.5 分間隔のレーダーエコー分布図 (1998 年 10 月 15 日 21:00 ~ 22:22), 気象庁編『大阪レーダー 1998 年』より引用

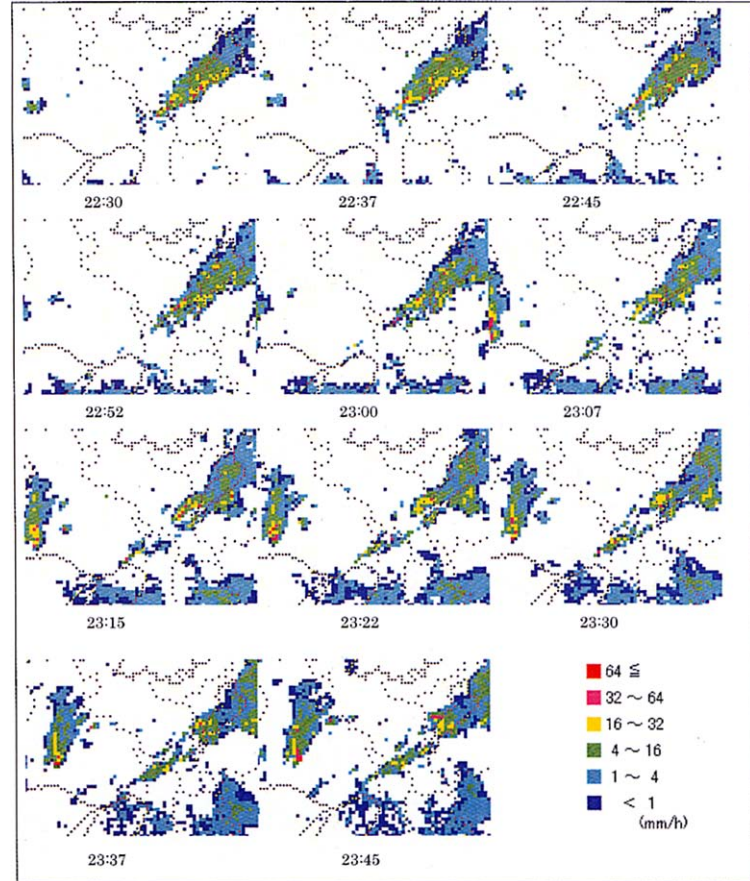


図 13 (d) 7.5 分間隔のレーダーエコー分布図 (1998 年 10 月 15 日 22:30 ~ 23:45), 気象庁編『大阪レーダー 1998 年』より引用

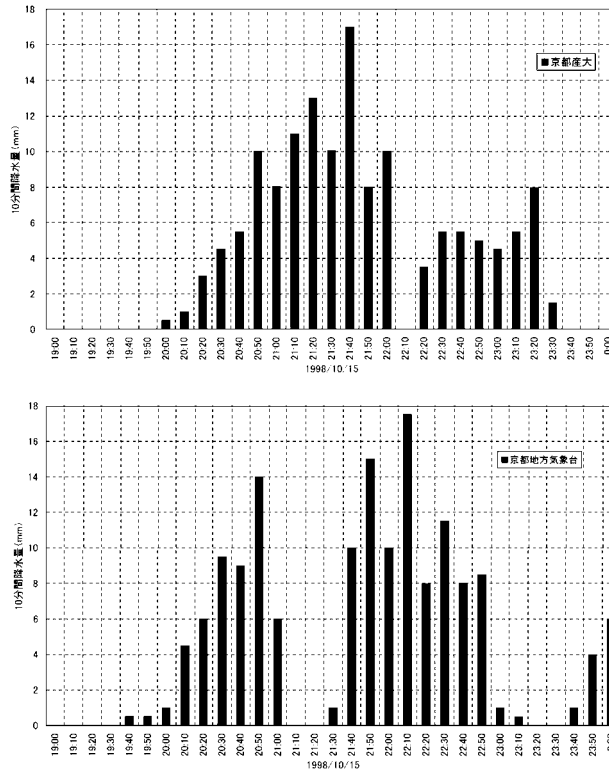


図 14 気象台 (上図) と産大 (下図) における 10 分間降水量の時間変化 (1998 年 10 月 15 日 18:00 ~ 24:00), 気象台のデータは『気象庁月報平成 10 年 10 月』より引用

一致している。このように、一時的には激しい降雨が中断した時間帯もあったが、20:20 から 22:50 までの 2 時間 30 分にわたって激しい降雨が続いたのは、次々と新しい降雨セル群が到達、古いセル群と併合したことによるものと考えられる。

また、気象台と産大の降雨状況を比べてみると、気象台では降雨がほとんどなかった 21:00–21:30 には 10.0 mm/10 min 以上の激しい降雨が続いていた。一方、気象台で 17.5 mm/10 min の激しい降雨があった 22:00–22:10 には、産大では雨がほとんど止んでいた。約 7 km 隔たっているこれらの地点間で、このように降雨の状況が異なっているのは、別の降雨セル群が通過したためであると考えられる。

6.3 降雨セル群の形状

レーダーエコー群は、南西から北東に向かって伸び、その形状は、幅 10 km、長さ 60 km の線状をしていた。レーダーエコー分布から分かったことは、初めは小さなシステムであった雨雲が時間とともに線状でかつ大きなシステムに発達していったことである。この線状エコーの走

向は21JSTの地上天気図(図5)に解析されている九州の西方海上から近畿地方を通過している停滞前線の走向とほぼ一致し、近畿地方上空の風向は、ほぼこの前線に沿った南西～南南西であった。

線状エコー域では激しい降雨があることは、よく知られている。たとえば、Kato and Goda (2001)は、1998年8月4日に新潟地方で降った豪雨を解析し、またシミュレーションを行った結果、線状エコー域の後面で生成した降雨セル群が次々と進行し、豪雨が続いたことを明らかにした。個々の積雲や積乱雲が線状に組織化されていく過程については、Bluestein and Jain (1985)が4つの型に分類している(小倉, 1990)。今回の事例のように、古い降雨セル群の風上側で新しいセル群が次々と発生し、古い降雨セル群に併合され、豪雨を持続させて、その結果降雨セル群が線状に組織化されるのはback-building型(Bluestein and Jain, 1985)と呼ばれている。小倉(1991)によると、1980年代に日本で発生した13件の集中豪雨のうち、11件は線状構造をもったものであり、しかもback-building型であり、他の2件は団塊状構造をもつものであった。したがって、本事例のようなback-building型線状降雨セル群による局地的豪雨は、必ずしも珍しいものではない。

なお、線状エコーは大阪府北部で19:37, 21:37などの時刻で降雨強度16mm/h以上にまで発達している。しかし、19:00–23:00には大阪府北部のアメダス観測点の能勢や箕面で降水量が0.0mmであり、距離にして13km離れているこの両地点の間を降雨セルが通過していったのである。

7. 考察と今後の課題

本稿で報告した1998年10月15日夜に京都市で発生した1時間降水量73.5mm, 3時間降水量139.5mmの強雨は非常に狭い範囲に集中して大雨が降る、いわゆる局地的豪雨であった。気象庁のレーダー観測によると、そのエコー域は線状に伸びたもので、エコーの降雨強度が4mm/h以上の範囲は幅約10km, 長さ約60kmであった。この大雨について、本研究による気象データの解析から明らかになった特徴は次のようである。

7.1 線状エコーの発達と移動

レーダーエコー分布図によると、この大雨をもたらした降雨セル群は18:30頃に六甲山地付近で発生し、この降雨セル群の先端は約30km/hで東北東に進み、19:30頃に京都市に達した。そのエコー分布は線状であり、これを調べてみると、新しいセル群が六甲山付近で次々と発生し、発達しながら北東進し、京都市にある古い降雨セル群に併合されていったback-building型の線状降雨帯であり、これが京都市で局地的豪雨を継続させた。

7.2 850 hPa 面の暖湿空気の移流

総観場を見ると、21 時の地上天気図では北から寒冷前線が接近し、大阪湾からの南西の風が卓越していた。また、21 時の衛星赤外画像によると、台湾付近に存在している台風 10 号の東側を暖湿空気が北東に向かって供給され、九州から紀伊半島に達していた。

7.3 対流不安定層の存在

空気塊が上昇すると、断熱的に膨張するので、このために気温が下がり、空気塊の相対湿度が上昇していく。空気塊は、やがて飽和状態となり水蒸気の凝結が起こり、雲粒が生成し、強い上昇流によって上空へ運ばれていく途中に急速に成長し、大粒の雨滴となる。下層に湿った空気が存在し、対流活動が活発であれば、強い上昇流によって大粒の雨滴に成長して豪雨をもたらす。この日 21 時の潮岬においては図 10 に示した湿数の鉛直分布によると、700 hPa 面から 500 hPa 面にかけて乾燥した空気が存在し、図 7 および図 8 の天気図の風向から判断するとこれは、太平洋高気圧周辺の乾燥した空気が流入したものである。すなわち下層が多湿で中層が乾燥している状況下であった。700 hPa 以下のエマグラムを拡大して図 15 に示す。この状況で気層 AB が上昇すると、気層の下面 B は比較的に湿っていて、C に達すると凝結する。それより上昇すると湿潤断熱減率（約 5 K/km）で温度が下降していく。一方、A の空気塊は乾燥しているもので、温度は A' までを乾燥断熱減率（10 K/km）で下降していく。よって気層 A'B' の気温減率は上昇前の AB のそれよりも大きくなり、気層内の成層状態は不安定となる。浅井富雄

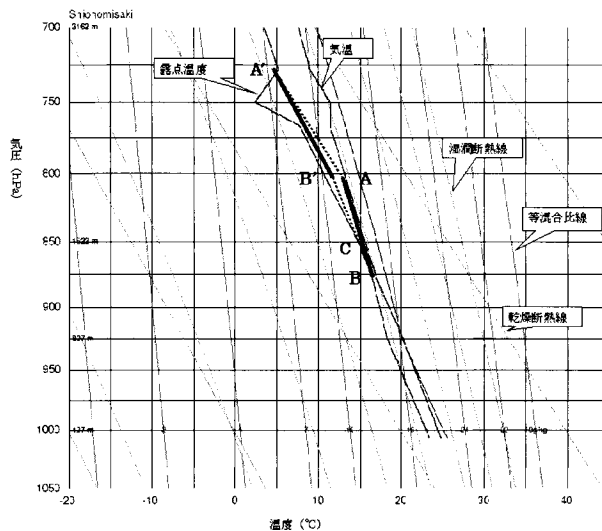


図 15 潮岬におけるエマグラム (1998 年 10 月 15 日 21:00), 『Wyoming 大学大気科学教室』ホームページより引用したエマグラムをもとに作成

著『ローカル気象学』(1996)によると、「豪雨，とくに短時間の強雨は対流不安定をつくる気象条件が満たされれば日本のどの地点でも発現する可能性がある」という。もし地上にある空気塊が十分乾燥していれば対流によって空気塊が上昇し，乾燥断熱的に気温が下がっても，すぐには飽和しないため凝結が起りにくく，雲が発生しにくい。しかし，空気塊が十分湿っていれば，湿潤断熱的に温度が下がるので乾燥断熱減率よりは温度の下がり方が小さく，不安定度が増す。空気塊が自由対流高度に達すると，空気塊に浮力が働き，上昇速度を増していく。本事例でも，対流不安定の条件下で，何かのきっかけで上昇流が起れば，多量の水蒸気が凝結し，豪雨が発現する状態であった。図11に示した衛星赤外画像では，京都市域に背の高い対流雲が存在していることが確認でき，したがって，大阪湾で収束し，対流不安定な成層状態にある気流が北東に進み，京都市付近に達して地形効果などにより上昇流が強化され，衛星赤外画像で確認された背の高い対流雲に発達したものであったと考えられる。

今後，次のような点を中心に研究を進めていく予定である。

- ①この事例で調べた線状の降雨セル群は京都市域で局地的に強雨をもたらしたが，その発生システムや構造については，さらに詳細に調べる。
- ②京都市域で発生した他の局地的豪雨についても同様な解析を試み，それらを対比することによって，豪雨をもたらす降雨セル群の特徴をより明らかにする。
- ③他の研究者による京都府南部や大阪府北部で発現した豪雨については，池田(1994)，白築(1995)，梅川・正木(1995)，藤本(1999)，鈴木ほか(1999)，吉本・小西(2003)などの解析結果が報告されているが，これらとも比較，検討する。

なお，本研究の一部は科学研究費補助金基盤研究(C)「バイオリージョナリズムに基礎をおく京都の自然と生活文化に関する調査およびその展開」(研究代表者：勝矢淳雄)の助成を受けて行われた。また，本研究では，『CD-ROM 気象庁月報平成10年10月』収録のアメダス地点観測データ，『CD-ROM 気象庁天気図平成10年10月』収録の各種天気図，『大阪レーダー1998年』(媒体MO)収録のレーダーエコーデータを使用した。さらに，高層観測データはホームページ『Wyoming 大学大気科学教室高層データ』(<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>)から，衛星雲画像はホームページ『高知大学気象情報頁』(<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>)から引用させていただき，また，雨量分布等は「白地図 MapMap Ver.5」を編集して使わせていただいた。併せて，感謝の意を表したい。

参 考 文 献

- [1] 浅井富雄，1996：ローカル気象学，東京大学出版会，233 pp.
- [2] 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., Vol. 42, pp. 1711-1731.
- [3] 藤本英生，1999：大阪北部での大雨(1997. 8. 7 箕面の事例)，日本気象学会関西支部例会講演要旨

- 集，第 87 号，pp.40–43.
- [4] 池田 浩，1994：京都府南部の短時間強雨 アメダス資料の解析からみた発生機構 ，日本気象学会例会関西支部講演要旨集，第 78 号，pp. 14–17.
 - [5] Kato, T., 1998: Numerical simulation of the band-shaped torrential rain observed over southern Kyushu, Japan on 1 August 1993. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 76, pp.97–128.
 - [6] Kato, T., and H. Goda, 2001: Formation and maintenance process of a stationary band-shaped heavy rainfall observed in Niigata on 4 August 1998. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 79, pp. 899–924.
 - [7] Kato, T., M Yoshizaki,, K Bessho, T Inoue, Y Sato, and X-BAIU-01 observation group, 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01. Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 81, pp. 993–1013.
 - [8] 気象庁（編），1998：気象庁月報 CD-ROM 平成 10 年 10 月，気象業務支援センター
 - [9] 気象庁（編），1998：気象庁天気図 CD-ROM 平成 10 年 10 月，気象業務支援センター
 - [10] 日本気象協会（編），1999：気象データひまわり CD-ROM 2000，丸善
 - [11] 小倉義光，1990：メソ対流系の構造と組織化に及ぼす環境の影響，*天気*，Vol. 37, pp. 439–465.
 - [12] 小倉義光，1991：集中豪雨の解析とメカニズム，*天気*，Vol. 38, pp. 279–288.
 - [13] 白築清市，1995：京都府南部における前線南下時の大雨，日本気象学会関西支部例会講演要旨集，第 71 号，pp. 5–8.
 - [14] 鈴木一志・石川裕彦・石原正仁，1999：1997 年 8 月 7 日未明大阪府北部集中豪雨の解析，日本気象学会関西支部例会講演要旨集，第 87 号，pp.44–47.
 - [15] 梅川 洋・正木 明，1995：局地的な激しい雷と大雨 1994 年 9 月 6 日深夜から 7 日未明の事例 ，日本気象学会例会関西支部講演要旨集，第 71 号，pp. 9–12.
 - [16] 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，2003 年度日本気象学会関西支部年会講演予稿集，pp. 26–29.

A Case Study on Local Heavy Rainfall Observed in Kyoto City on 15 October 1998

Kuniaki HIGASHI
Takeshi FUJII

Abstract

In the evening on 15 October 1998, a heavy rainfall of 73.5 mm in one hour and 139.5 mm in three hours was observed at the Kyoto Meteorological Observatory (KMO). However, at some AMeDAS sites around KMO, little rainfalls were observed. In the synoptic scale pattern, a moist tongue extending from Typhoon 9810 (Zeb) locating around the Taiwan Island reached to the Kyushu and Shikoku Districts. Otherwise, dry air mass from the Pacific subtropical high invaded over the southern part of the Kinki District at 750 hPa level (2.6 km in height). And the stratified condition was convectively unstable. The heavy rainfall occurred with arrival of line-shaped radar echo cells, which formed near the Rokko Mountains at 18:30, moved toward east-northeast with velocity of about 30 km/h, and arrived at Kyoto City at 19:30. The heavy rainfall over three hours in Kyoto City was maintained by intermittent supply of new cells forming around the Rokko Mountains, which is called rainfall cells in the back-building type (Bluestein and Jain, 1985). The area with the echo intensity above 4 mm/h extended in a line with about 10 km in width and 60 km in length. In our succeeding research, the formation mechanism and the structure of the heavy rainfall in this case will be investigated.

Keywords: local heavy rainfall, line-shaped rainfall cell, convective instability, moist tongue, radar echo, back-building type precipitation system