

## 大阪府北部における集中豪雨の解析

野沢 徹\*

\* 国立環境研究所大気圏環境部

### 要旨

1997年8月7日未明に京阪神地方で発生した局地的豪雨の解析を行なった。日本付近にはほぼ東西に前線が停滞しており、非常にゆっくりとした速度で南下していた。環境場は条件付不安定で、700 hPa 付近に存在した逆転層を境として下層は湿潤で南よりの風系、上層は乾燥していて北よりの風系であった。また、対流圏下層には大きなスケールの上昇流が存在し、地上付近で集めた水蒸気を対流圏中下層へ運んでいることがわかった。

一連の対流システムの形成過程は「バック形成型」であり、システム全体としては前線帯に沿って東進していた。大阪府北部では、六甲山地と北摂山地の間を抜けてきた積乱雲に大阪湾からの暖湿な南西風がぶつかって、高度約19 kmにもおよぶ背の高い積乱雲群が発達し、冷気外流出を伴った激しい豪雨に見舞われたと考えられる。

キーワード：集中豪雨、積雲対流システム、冷気外流出

### 1. はじめに

1997年8月7日未明、京阪神地方で強い雷を伴った局地的豪雨があった。大阪府北部の箕面では、午前3時から4時の1時間に、8月としては観測史上最高である99 mmの豪雨を記録した (Fig.1)。また、隣接したアメダス観測点である豊中では、同時刻に58mmの降水が記録されており、京阪神地方、とりわけ大阪府北部にはかなりの大雨が降ったと推定される。

1980年代以降、西日本ではこのような集中豪雨が梅雨期に多発し、甚大な災害が発生している。1982年7月、長崎県南部地方は猛烈な豪雨に襲われ(長崎豪雨)、多くの人命が失われた。Ogura et al. (1985)はこの長崎豪雨について解析し、梅雨前線に沿って東進してきた降雨バンドが長崎県南部地方に停滞したこと、長崎西方の海洋上で発生したクラウドクラスターが東進して停滞していたクラスターと結合したこと、などにより、集中豪雨がもたらされたことを示した。また、島根県西部地方では、1983年7月、1985年7月、1988年7月と6年間に3回もの集中豪雨に見舞われた。これらのケースでは、停滞した梅雨前線に沿って東進してきたエコーが地形の影響により急速

に発達したため、島根県西部の沿岸部を中心に豪雨

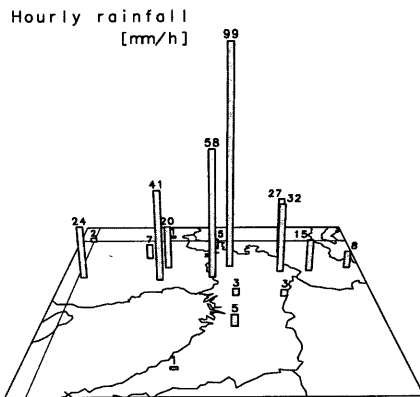
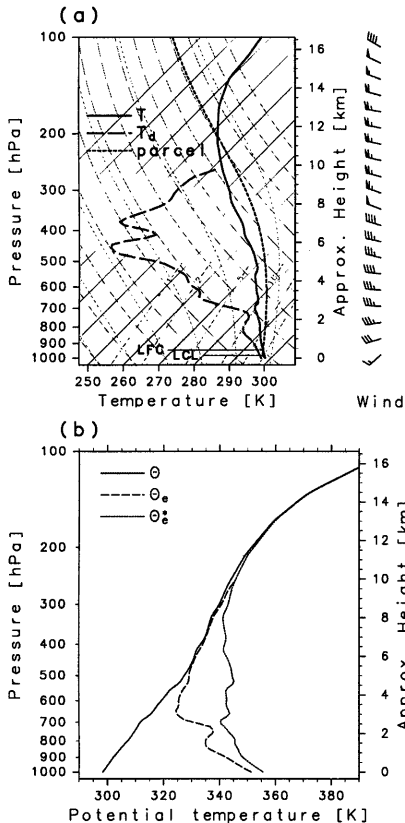


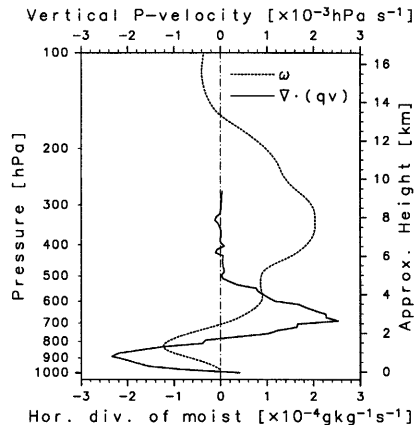
Fig. 1 Hourly rainfall from 3 to 4 JST, 7 August 1997, obtained by the Automated Meteorological Data Acquisition System (AMEDAS). The coast lines and the prefectural borders are also shown.

となったことがわかっている (渡部, 1984; Watanabe and Ogura, 1987; 渡部・栗原, 1988; 渡部・平原, 1988).

近畿地方で発生した集中豪雨に関しては, 吉澤 (1991) が 1989 年 9 月 14 日の阪神間の豪雨を例にとっ



**Fig. 2** (a) Skew  $T$ -log  $P$  diagram at 21 JST, 6 August 1997, obtained by averaging the soundings for Wajima, Yonago, and Shionomisaki station.  $T$  (thick solid curve) for temperature and  $T_d$  (thick dashed curve) for dewpoint temperature. Thick dotted curve represents a parcel ascent from the surface based on a surface temperature and water vapour mixing ratio. Wind pennant, full barb, and half barb correspond to 10, 2, and 1  $\text{ms}^{-1}$ , respectively. (b) Vertical profiles of potential temperature  $\theta$  (solid curve), equivalent potential temperature  $\theta_e$  (dashed curve), and saturated equivalent potential temperature  $\theta_e^*$  (dotted curve) computed from the averaged data in Fig.2 (a).



**Fig. 3** Vertical profiles of horizontal divergence of moist  $\nabla \cdot (qv)$  (solid curve) and vertical pressure velocity  $\omega$  (dotted curve) at 21 JST, 6 August 1997, over the triangular area surrounded by Wajima, Yonago, and Shionomisaki station.

て, 防災科学の見地から報告している。また, 最近では, 1994 年 9 月 7 日未明に大阪空港周辺で集中豪雨があり, 空港の地下電源室が水没して空港機能が丸一日マヒする事態が発生している (梅川・正木, 1995).

本報告では, アメダスデータ, ひまわり画像, 高層ゾンデ観測, 合成レーダー等をもとに, 大阪府北部で発生した今回の集中豪雨について解析し, その発生・維持機構について考察を試みる。

## 2. 総観規模場の特徴

1997 年 8 月 6 日 21 時の地上天気図によれば, 発達した低気圧がカムチャッカ半島付近にあり, 日本付近には対馬海峡から東北部にかけて前線が停滞していた。また, 沖縄地方には台風が接近しており, 非常にゆっくりとした速度で北上していた。その後前線はゆっくりと南下し, 7 日 9 時には近畿地方北部から関東地方南部にかけてほぼ緯度線に沿うように停滞していた。500hPa 面の高層天気図では, 6 日 9 時から 7 日 9 時までの間に弱いトラフが東進していくのが見られた。

Fig.2 (a) は 6 日 21 時の環境場の鉛直構造を示す。京阪神地方を含む広い領域の特徴を見るため, 輪島, 米子, 潮岬における高層観測データを平均している。温度プロファイルを見ると, 高度約 700 hPa 付近に逆転層が存在していることがわかる。逆転層の下では大気はよく湿っており, 特に下層ほど湿潤である。

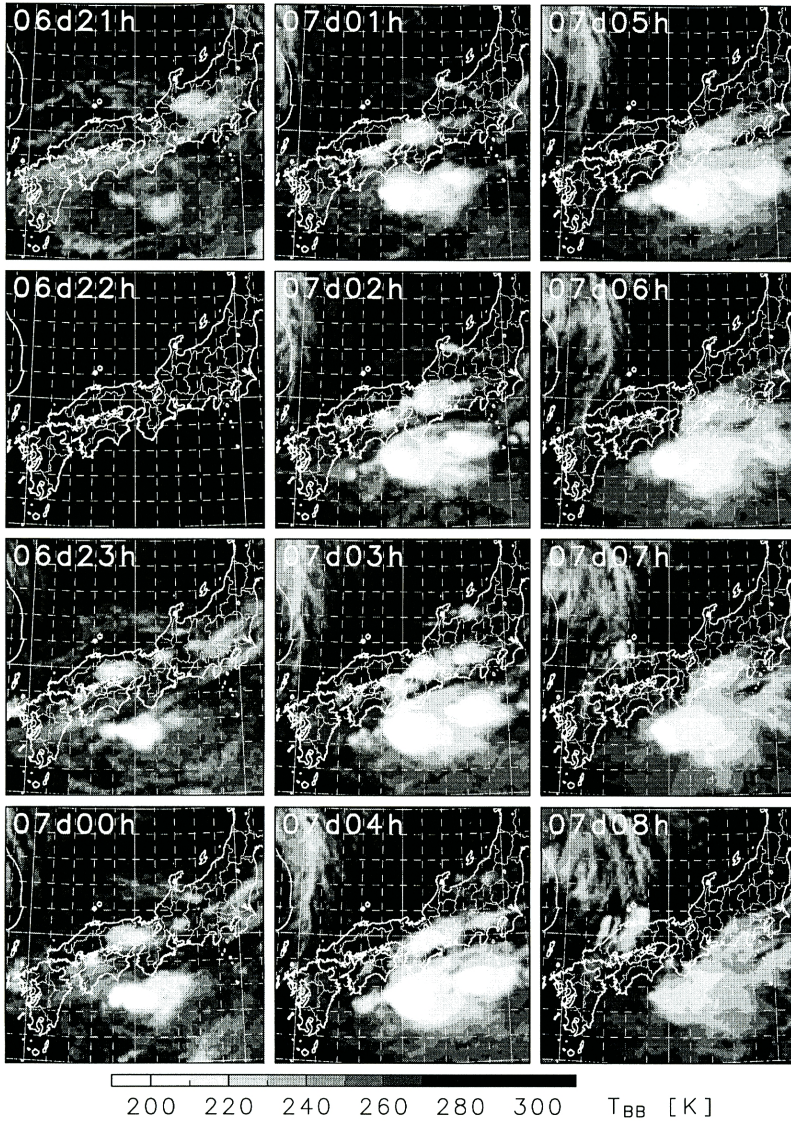


Fig. 4 Horizontal distributions of the cloud-top black body temperature  $T_{BB}$  from 21 JST 6 August to 8 JST 7 August 1997, observed from GMS-5 satellite ( the data was missed at 22 JST, 6 August 1997 ).

このため、持ち上げ凝結高度 ( Lifting Condensation Level ; LCL ) は 982.8 hPa, 自由対流高度 ( Level of Free Convection ; LFC ) は 943.8 hPa と非常に低い。逆転層の上では大気はよく乾燥しており、この高度付近の大気が対流不安定であることを示している。なお、環境場の対流有効位置エネルギー ( Convective Available Potential Energy ; CAPE ) は 1357 J/kg, 対流抑制 ( Convective Inhibition ; CIN ) は 9.85 J/kg, ショワルターの安定度指数 ( Showalter Stability Index ; SSI ) は 3.3 K であった。環境の風速場も逆転層を境にして上下で風向が異なっており、700 hPa 付近より下層では南西から西南西、上層では西北西から北西よりの風であった。

Fig.2 (b) は温位  $\theta$ , 相当温位  $\theta_e$ , 飽和相当温位  $\theta_s^*$  の鉛直プロファイルを示す。高度約 700 hPa 付近にある逆転層の下層では、大気の成層は条件付不安定である。飽和相当温位  $\theta_s^*$  の最小値は約 340 K であるので、深い対流雲を発生させるためには、およそ 900 hPa 以下の下層にある空気塊を持ち上げなければならないことがわかる。

6日21時における輪島、米子、潮岬の3地点の高層観測データから見積もった水蒸気水平発散  $\nabla \cdot (qv)$  および鉛直  $p$  速度  $\omega$  を Fig. 3 に示す。水蒸気水平発散は Johnson and Priegnitz (1981) をもとに発散定理を用いて求めている。鉛直  $p$  速度は、まず水蒸気水平発散と同様にして水平発散を求め、 $p$  座標系における連続の式より、水平発散を鉛直積分して求めている。同時刻では、高度約 800 hPa を境にして下層で水蒸気収束、上層で水蒸気発散となっており、水蒸気収束のピークは 900 hPa 付近、水蒸気発散のピークは 700 hPa 付近に存在する。鉛直風は約 700 hPa より下層で上昇流、上層で下降流となっており、下層の上昇流のピークは 800 hPa 付近である。これらのことから、環境場には対流圏下層に大きなスケールの上昇流が存在し、地上付近で集めた水蒸気を対流圏中下層へ運んでいることがわかる。鉛直風の向きが変わる高度 700 hPa 付近は逆転層に対応し、この逆転層が混合層のふたの役割を果たしていることがわかる。

Fig. 4 は気象衛星ひまわりから観測された  $T_{BB}$  分布の時間発展を示す。紀伊水道の南海上には、200km 程度の発達したクラウドクラスターが停滞しているのが顕著に見られる。このクラスターが最も発達したのは7日3時30分から4時30分の間である。また、このクラスターと同期するように、遠州灘の南海上にもクラウドクラスターが発生している。京阪神地方に豪雨をもたらしたクラスターはこれらのクラスターよりも若干弱い。一連のクラウドクラスター

群とみなすことができる。大阪府北部に大雨をもた

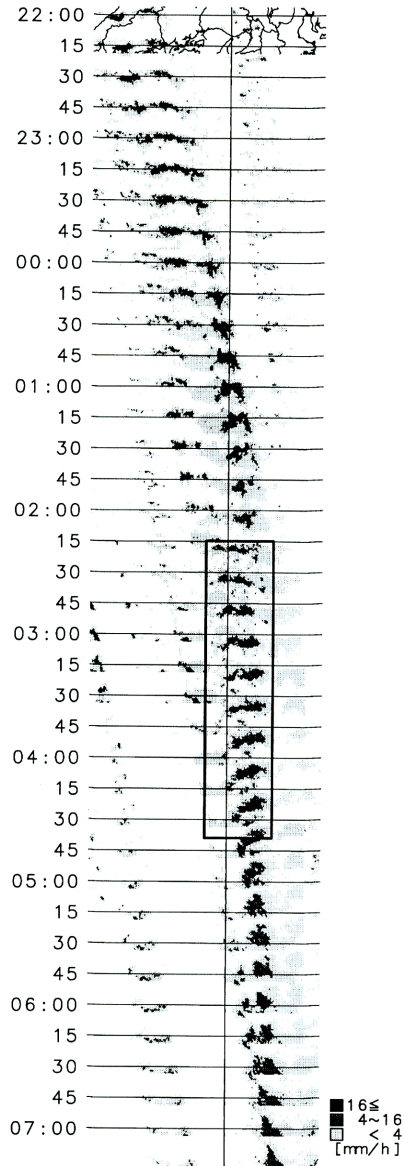


Fig. 5 Temporal evolution of the horizontal distribution of the radar echo intensity from 22 JST 6 August to 7 JST 7 August 1997. The coast lines and the prefectural borders are indicated on the top. The rectangle corresponds to the area shown in Fig.6. The ordinate and the parallel indicate 135°E and 35°N for each time, respectively.

らしたクラスターは、6日23時30分には岡山県の山間部にあり、発達しながら前線帯(35°N付近)を東進している。このクラスターは7日1時30分頃には京阪神地方に達し、その後約4時間にわたって当地方に停滞した。大阪府北部が激しい豪雨に見舞われた7日3時30分における $T_{BB}$ の最低値はおおよそ203Kであり、Fig. 2(a)に示した高層観測によれば、高度約19km程度に対応する。このクラスターは7日5時30分頃から衰退しながら南東進し、8時30分には伊勢湾へ抜けて行った。なお、このクラスターの $T_{BB} \leq 210$ Kの領域は、30mm/h以上の激しい降水があった地点とよく対応している。

### 3. 豪雨をもたらした積雲対流システム

Fig. 5は6日22時から7日7時までの北部近畿合成レーダーによる降水エコーの時間発展を示す。エコー域(影を付けた領域)は100km前後の空間スケールを持ち、全体として東へ移動しているのがわかる。毎時30分のエコー域とFig. 4に示したクラウドクラスター(京阪神地方に大雨をもたらしたものと)が非常によく一致しており、クラウドクラスターの下にエコー域が広がっていることがわかる。降水エコーは全体としておよそ50km/hの速度で東進しているが、7日2時頃からは速度が約半分(25km/h程度)と遅くなっている。このことは、クラウドクラスターが京阪神地方に停滞していたことに対応する。一般的に、エコーの強い領域(降水強度が16mm/h以上の領域)は積雲対流セル(あるいは積雲対流セル群)に対応していると考えられる。Fig. 5を詳しく見ると、個々の対流セルは1~2時間程度で発生・消滅しているが、古いセルの西側(セル自身から見て風上側)に新しいセルが次々と発生し、発生・消滅を繰り返しながら全体として東へ移動していることがわかる。このような対流システムの形成過程は「バック形成型」と呼ばれ(小倉, 1990 参照)、山陰豪雨の時と同じメカニズムである。

京阪神地方に豪雨をもたらした積雲対流システムについて詳しく見るため、Fig. 5中で四角く囲まれた領域を拡大して示す(Fig. 6)。7日2時15分頃に六甲山地の北西で発生したセルが、六甲山地と北摂山地(仮称)の間を抜けて発達し、3時には北摂山地南麓でアーク状のエコーが出現している。降水強度が32mm/h以上の領域が3地点あり、対流システムが複数の積雲対流セルから構成されていることを示唆している。その後エコーは2つに分裂し、北東側のエコーは衰退していった。南西側のエコーは勢力を維持しながら南東進して、4時には大阪平野北部へ到達している。これらの一連の積雲対流システムが

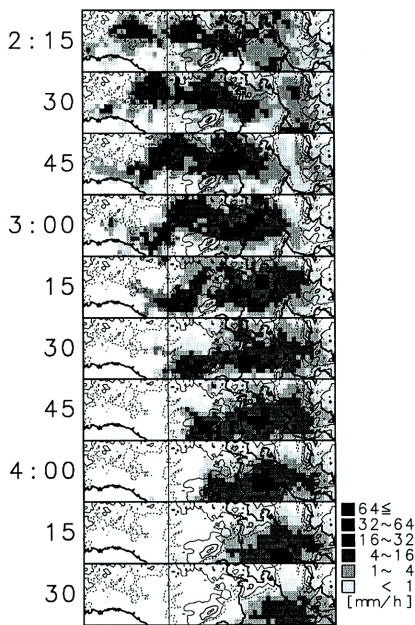


Fig. 6 Temporal evolution of the horizontal distribution of the radar echo intensity in the period 02:15 ~ 04:30 JST, 7 August 1997. Topography is also shown. Contour interval for the topography is 250m and a dashed curve indicates 100m height. Thick solid curves represent the coast lines and the prefectural borders.

大阪府北部に大雨をもたらしたと考えられる。

また、やはり7日2時15分頃に兵庫県福崎町付近で発生したセルが発達しながら南東進し、六甲山地の南西側を通過して大阪湾へと移動して行くのが見られる。六甲山のアメダス観測点において7日3時から4時の間に記録された41mm/hの大雨はこの対流セルがもたらしたものであると考えられる。

Fig. 7は7日1時から6時までの毎正時のレーダーエコーとアメダスの風を重ねて示す。1時には大阪湾からの南西風が卓越していることがわかる。2時には、強いエコー域が六甲山地と北摂山地の間に進入してきており、エコー域では北西風、その南側では大阪湾からの南西風が卓越している。北摂山地南麓にアーク状のエコーが出現した3時には、積乱雲群(エコーの強い領域)の前面に弱い収束線が見られた。これらのことから、強いエコー域は、六甲山地の北側を抜けて来た対流セル(積乱雲)に大阪湾からの暖湿流

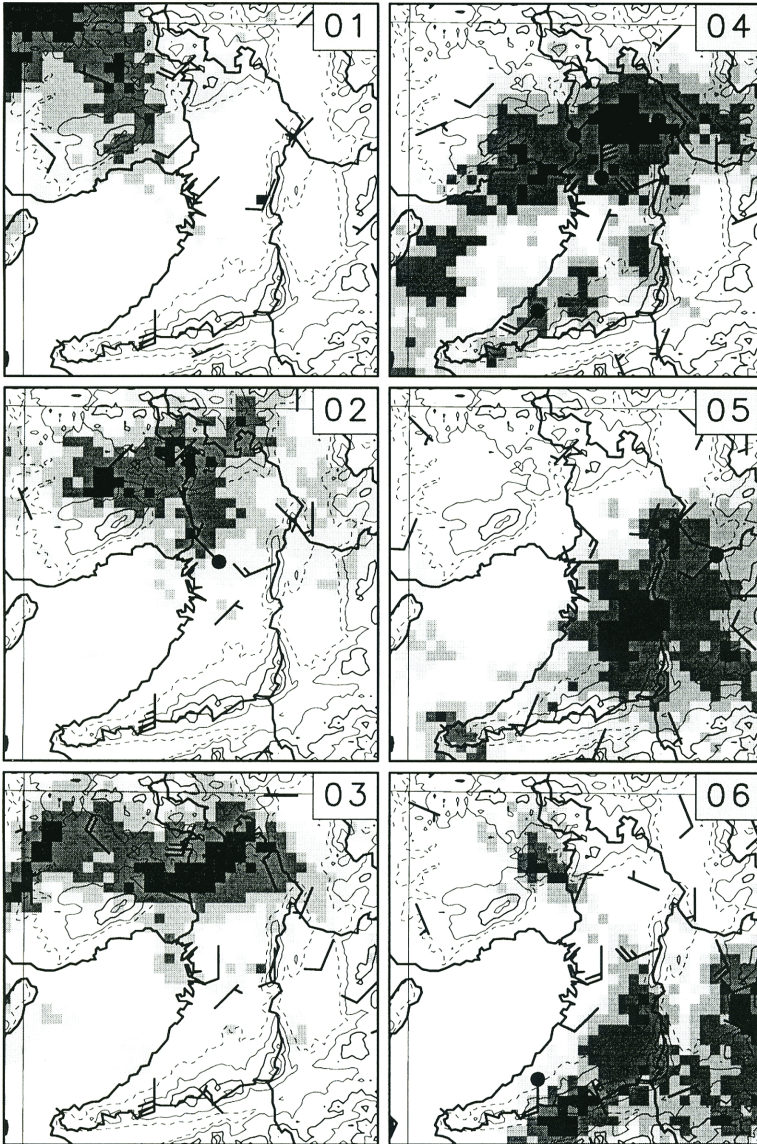


Fig. 7 Horizontal distributions of observed surface winds and radar echo intensity in the period 2 ~ 6 JST, 7 August 1997. Full and half wind barbs correspond to 2, and  $1 \text{ ms}^{-1}$ , respectively. Solid circles indicate that the surface temperature decreases more than 1K from 1 hour before. Shading for the radar echo intensity is done by the same color code as in Fig.6. Topography is also shown. Contour interval for the topography is 250m and a dashed curve indicates 100m height. Thick solid curves represent the coast lines and the prefectural borders.

がぶつかってできたと考えられる。

京阪神地方に大雨をもたらした直後の4時には、大阪平野北部では積雲対流システム(強いエコー域)からの発散風系となっていた。図中の黒丸は前1時間に気温が1.0K以上降下していることを示しており、3時から4時の1時間にエコー周辺の観測点で気温が降下していることがわかる。このことは、強いエコー域からの発散風が積乱雲群からの冷気外流出であることを示唆している。

#### 4. まとめ

1997年8月6日深夜から7日未明にかけて京阪神地方で発生した集中豪雨の解析を行った。日本付近には発達した低気圧から延びた前線が近畿地方北部から関東地方南部にかけてほぼ東西に停滞しており、非常にゆっくりとした速度で南下していた。環境場の大気の成層状態は条件付不安定であり、高度700 hPa付近には逆転層が存在していた。逆転層の下層は湿潤で南よりの風系が、上層は乾燥していて北よりの風系が卓越していた。対流圏下層には大きなスケールの上昇流が存在し、地上付近で集めた水蒸気を対流圏中下層へ運んでいることがわかった。衛星雲画像によれば、豪雨をもたらしたクラウドクラスターは日本付近に存在したクラスター群の中でも比較的弱いものであった。

北部近畿合成レーダーによる降水エコーは北緯35°度線に沿って東進しており、その移動速度はおよそ50 km/hである。また、京阪神地方に到達した後は約半分の25 km/h程度の速度で南東進していった。このエコー域の移動はクラウドクラスターの移動とほぼ一致している。個々の対流システムは1~2時間程度で発生・衰退するが、新しいセルを自身の風上側にあたる西側に発生させているため、システム全体としては長時間に渡って維持されている。すなわち、一連の対流システムの形成過程は「バック形成型」である。

大阪府北部に豪雨をもたらした積雲対流システムは、7日2時15分頃に六甲山の北西で発生し、六甲山地と北摂山地の間を抜けて大阪府北部へ進入している。この際、六甲山地に遮られていた大阪湾からの暖湿な南西風が積乱雲にぶつかったため、非常に背の高い積乱雲群が発達し、局所的に激しい豪雨をもたらしたと考えられる。高層観測データと衛星画像から推定した積乱雲の高さは19 kmにもおよぶ。大雨が降った直後の7日4時のアメダスと合成レーダーによれば、積乱雲群からの発散風系が検出された。強いエコー域周辺のアメダス観測点では、3時から4時の間に気温が1 K以上降下していることから、この

発散風は、降水粒子が降下中に蒸発して生成された冷気外流出であると考えられる。この風速があまり大きくないのは、降水粒子が蒸発しきれずに地表に到達してしまったためと考えられる。

#### 謝辞

高層観測、アメダス、北部近畿合成レーダーのデータを提供していただいた日本気象協会関西支部、地上および高層天気図を提供していただいた気象研究所、衛星画像処理プログラムを提供していただいた京都大学防災研究所の石川裕助教授に感謝いたします。なお、図の作成には地球流体電腦ライブラリをもちいた。

#### 参考文献

- 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 - , 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, pp.9-12.
- 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, No.7, pp.439-465.
- 吉澤 博(1991)：1990年度日本気象学会秋期大会シンポジウム「集中豪雨」の報告 3. 集中豪雨の情報と防災, 天気, Vol.38, No.5, pp.294-301.
- 渡部浩章(1984)：昭和58年7月豪雨の解析, 天気, Vol.31, No.12, pp.739-746.
- 渡部浩章・栗原和夫(1988)：島根県南西部の豪雨の解析 - 昭和60年7月6日 -, 天気, Vol.35, No.10, pp.615-624.
- 渡部浩章・平原隆寿(1991)：島根県西部の豪雨の解析 - 昭和63年7月15日 -, 天気, Vol.38, No.7, pp.433-440.
- Johnson, R.H. and Priegnitz, D.L. (1981) : Winter monsoon convection in the vicinity of north Borneo. Part II: Effects on large-scale fields, Mon. Wea. Rev., Vol.109, pp.1615-1628.
- Ogura, Y., Asai, T. and Dohi, K. (1985) : A case study of a heavy precipitation event along the Baiu front in northern Kyushu, 23 July 1982: Nagasaki heavy rainfall, J. Meteor. Soc. Japan, Vol.63, No.5, pp.883-900.
- Watanabe, H. and Ogura, Y. (1987) : Effects of orography forced upstream lifting on mesoscale heavy precipitation: A case study, J. Atmos. Sci., Vol.44, No.4, pp.661-675.

## **An Analysis of the Heavy Rainfall Around Northern Osaka**

Toru NOZAWA\*

\* Atmospheric Environment Division, National Institute for Environmental Studies

### **Synopsis**

The severe rainstorm occurred on 7 August 1997 was analyzed to investigate the mechanism of its formation and maintenance. A front exists over the Japan and moves southward very slowly. The atmosphere is conditionally unstable ; very moist under the inversion layer which is located at 700 hPa level while very dry over that layer. Large scale ascend motion transports moisture from the ground level to the middle or lower level over the Kinki area.

The convective systems are formed and maintained by back building mechanism, and move eastward along the front. Around northern Osaka, the heavy rainfall is occurred by the deep cumulus convections which were developed by the warm moist inflow from the Osaka bay.

**Keywords :** Heavy rainfall, Cumulus convection, Cold outflow