

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

東 邦 昭
藤 井 健

(平成 19 年 9 月 27 日提出)
(平成 20 年 2 月 7 日修正)

要 旨

1999 年の 1 年間に京阪神を通過した寒冷前線を地上天気図から 22 例を検出した。これらについて気象庁現業用レーダーの降水エコーなどを調べた結果、3 時間に 100 mm 以上の大雨をもたらした顕著な線状降水帯が 3 例（5 月 27 日、6 月 27 日、6 月 29 日）確認できた。本研究は、どのような環境場のときに、これらの線状降水帯が形成されたのかについて調べるのが目的である。まず、潮岬の高層気象観測データによると、線状降水帯の事例では対流圏下層においてほぼ南西の風が卓越し、風速は 20 m/s を上回っていた。さらに、潮岬の高層観測データから 925 hPa の水蒸気フラックスと対流有効位置エネルギーを算出した。これによると、線状降水帯が発現した場合には水蒸気フラックスが $350 \text{ g/m}^2\text{-s}$ を上回っていることがわかった。また、対流有効位置エネルギーと水蒸気フラックスの関係を調べると、水蒸気フラックスの値が同じ位の値であれば、対流有効位置エネルギーが大きい場合に線状降水帯が発生しており、一方、対流有効位置エネルギーが同じ位の値であれば、水蒸気フラックスの値が大きい場合に線状降水帯が発生していることが明らかになった。

キーワード：線状降水帯，寒冷前線，風向風速場，水蒸気フラックス，対流有効位置エネルギー

1. はじめに

近畿地方では、淀川流域を中心に線状降水帯によって短時間に大雨がもたらされることがある。この線状降水帯が淀川流域周辺で見られることから「淀川チャンネル型豪雨」と呼ばれている。しかし、淀川チャンネル型豪雨のはっきりした定義がないので、本研究では単に線状降水帯と呼ぶことにする。この線状降水帯については、大阪管区气象台や大学関係を中心として、過去にいくつかの事例解析が行われている（中島・楠田，1989；横田・中島，1991；横田，1992a 1992b；横田，1993；池田，1994；東・藤井，2004a, 2004b, 2004c, 2004d）。横田・中島（1991）は 1988 年 9 月 11 日の事例を最も典型的な淀川チャンネル型豪雨と位置づけ、この事例を中心に気象官署、アメダス観測データ、米子の高層気象観測データ、数値予報資料を用いた解析を行った。その結果、線状降水帯による大雨は寒冷前線の通過に伴って発生したと述べている。池田（1994）は 1993 年 6 月 19 日と 1993 年 9 月 14 日の事例について解析を行い、一般場については

紀伊水道から大阪湾に暖湿気流が強く流入すること、和歌山のアメダス観測点における風速が 8 m/s 以上で、潮岬の高層気象観測から 850 hPa の相当温位が 335 K 以上で湿潤であることを指摘している。また藤本 (1999) や打越ほか (1999) はそれぞれ大阪北部での大雨や京都府南部の大雨について解析を行っており、これらの事例でも大雨の前に紀伊水道で南寄りの風の強化を指摘している。さらに吉本・小西 (2003) は 1979 年から 2002 年までの 24 年間のアメダス降水量データを用いて梅雨期間中に 1 時間に 40 mm 以上の降水があった事例を抽出し、特に 1999 年 6 月 29 日の事例について詳細に解析を行った。この解析からも紀伊水道では寒冷前線の接近時に周囲と比べて強い南風が吹くことが明らかにされている。しかしながら、これまでは大雨が観測された事例や線状降水帯が発生した事例のみに着目した解析であったため、線状降水帯が発生する時に、紀伊水道で強い南風が必要であるのかという疑問が残っていた。さらに、この南寄りの風によってどの程度の水蒸気が輸送されるかといったことも明らかになっていない。

本研究の目的は、過去の個々の事例解析から明らかにされている寒冷前線の存在と紀伊水道における南寄りの風の存在について、線状降水帯が見られた事例と見られなかった事例の両事例を比較することにより、線状降水帯が発生するための紀伊水道における風の場合と水蒸気輸送量が線状降水帯の形成にどのように寄与しているのかを明らかにすることである。そのために、本研究では、これまでの研究で指摘されている寒冷前線の通過に着目し、まず京阪神地域を通過した寒冷前線を線状降水帯の有無にかかわらず検出した。次に、検出された事例について対流圏下層の風向風速と水蒸気フラックス、さらに大気を持つ内部エネルギーと位置エネルギー量を調べ、線状降水帯が形成された事例とそうでない事例とで、これらの物理量の比較を行った。本論文は以下のように構成されている。2 章では解析に用いたデータとその解析手法について述べる。3 章では解析結果として 3.1 節に風向風速場の特徴について述べている。3.2 節ではエネルギー解析として大気を持つ湿潤静的エネルギーの鉛直プロファイルと対流有効位置エネルギーについて示す。4 章では得られた結果をもとに議論を行い、5 章でまとめとする。

2. 解析データと解析手法

本研究で解析の対象とした期間は 1999 年の 1 年間である。この 1 年間に寒冷前線が大阪湾を通過した日を、気象庁地上天気図から抽出した。寒冷前線の位置は、地上天気図の解析時刻が 03, 09, 15, 21 JST の 1 日 4 回であるので、その間は線形内挿して、1 時間間隔で決定した。また、寒冷前線通過時に京阪神地域で線状降水帯が発生したかどうかを調べるために、『気象庁レーダー資料(大阪高安山)』(図 1)を使用した。線状降水帯に対する明確な定義はないが、本研究では大阪湾付近で北東～南西に延びるレーダーエコーが存在し、その中で降雨強度が 16 mm/h 以上のものとした。次に、レーダーアメダス解析雨量データを用いて寒冷前線が大阪湾を通過する時間を含む 3 時間降水量分布図を作成し、寒冷前線によってどのくらいの降水がもたらさ

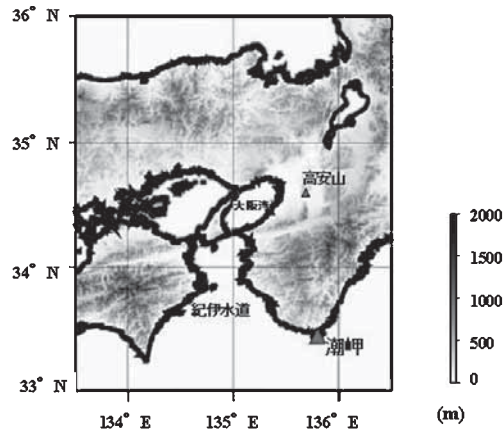


図1 友ヶ島のアメダス観測点，潮岬高層気象観測点と高安山レーダーサイトの位置

れたのかを調べた。さらに、寒冷前線が大阪湾を通過する時刻に最も近い潮岬の高層気象観測データを用いて対流圏下層の風向風速分布，水蒸気フラックスと大気を持つ湿潤静的エネルギーと対流有効位置エネルギーを算出し，これらが線状降水帯の形成に関係しているのかどうかを調べた。高層気象観測データから対流圏下層の風向風速を求める手法はKato (2005)の手法を用いた。Kato (2005)では，九州で線状降水帯が発生する時の対流圏下層の風向風速分布を求めるために，鹿児島925 hPaと850 hPaの風速データを用いて平均風速を求めている。また風向に関しては850 hPaの風向データをそのまま用いており，北を0°として時計回りに東を90°，南を180°，西を270°として0°～360°で表わしている。本研究ではKato (2005)の結果と比較するためにも，潮岬の高層観測データを同じ方法によって風向・風速を求め，解析し対流圏下層の風向風速場の解析に用いた。

3. 解析結果

3.1 風向風速場の特徴

1999年に大阪湾を寒冷前線が通過する事例が表1に示す22例見つかった。図2にこれらの寒冷前線が大阪湾を通過する時刻を含むレーダーアメダス3時間積算降水量分布を示す。各事例とも降水分布は異なっているが，特に大阪湾から北東方向に延びるような線状の構造を示し，3時間に100 mm以上の降水をもたらすような事例が5月27日，6月27日，6月29日の3例あった。5月27日の事例はレーダーの降雨強度が16 mm/h以上の領域が線状に分布するが停滞はせず東へ移動する事例で，6月27日，6月29日の事例は少なくとも3時間は同じ場所に停滞した線状降水帯であった。表1には寒冷前線が通過した日の潮岬の高層気象観測における

表1 潮岬の高層気象観測による各高度の風向風速, 水蒸気フラックス, 対流有効位置エネルギーと寒冷前線が大阪湾を通過した時刻

月日	850 hPa 面と 925 hPa 面の 風向の平均 ($^{\circ}$)	925 hPa 面の 風速 (m/s)	850 hPa 面の 風速 (m/s)	925 hPa 面の 水蒸気フラ ックス ($\text{g}/\text{m}^2\cdot\text{s}$)	線状降水 帯の有無 (印が有)	寒冷前線通 過時刻 (A) (JST)	高層気象観 測時刻 (B) (JST)	(A) と (B) の差 (時間)	対流有効位置 エネルギー (J/kg)
A	1月28日	292.5	16.7	15.7	53	7	9	2	0.0
B	2月9日	267.5	10.3	9.2	48	24	21	3	0.0
C	2月18日	240.0	12.4	15.7	96	15	9	6	8.7
D	3月5日	280.0	13.5	12.4	122	17	21	4	0.0
E	4月2日	237.5	13.5	14.6	100	15	9	6	25.4
F	4月6日	212.5	8.6	10.3	64	12	9	3	27.1
G	4月13日	197.5	8.6	8.6	87	1	21 (12日)	4	21.6
H	4月28日	302.5	8.6	8.6	54	11	9	2	0.0
I	5月4日	225.0	26.5	28.1	379	18	21	3	92.1
J	5月24日	245.0	23.2	28.1	400	22	21	1	380.6
K	5月27日	227.5	27.5	33.5	478	5	9	4	379.1
L	6月24日	252.5	25.4	26.5	410	15	9	6	415.3
M	6月27日	237.5	21.1	22.1	380	9	9	0	1122.7
N	6月29日	220.0	23.2	24.3	416	24	21	3	1787.2
O	7月3日	240.0	18.9	20.0	312	13	9	4	822.2
P	8月24日	282.5	8.6	7.6	137	11	9	2	1480.1
Q	9月24日	252.5	18.9	14.6	324	17	21	4	1375.9
R	10月13日	272.5	8.6	8.6	134	21	21	0	712.1
S	11月1日	222.5	29.2	32.4	402	9	9	0	3.5
T	11月12日	182.5	14.6	15.7	179	13	9	4	393.0
U	11月25日	305.0	12.4	10.3	94	17	21	4	0.0
V	12月6日	262.5	8.6	14.6	71	1	21 (5日)	4	0.0

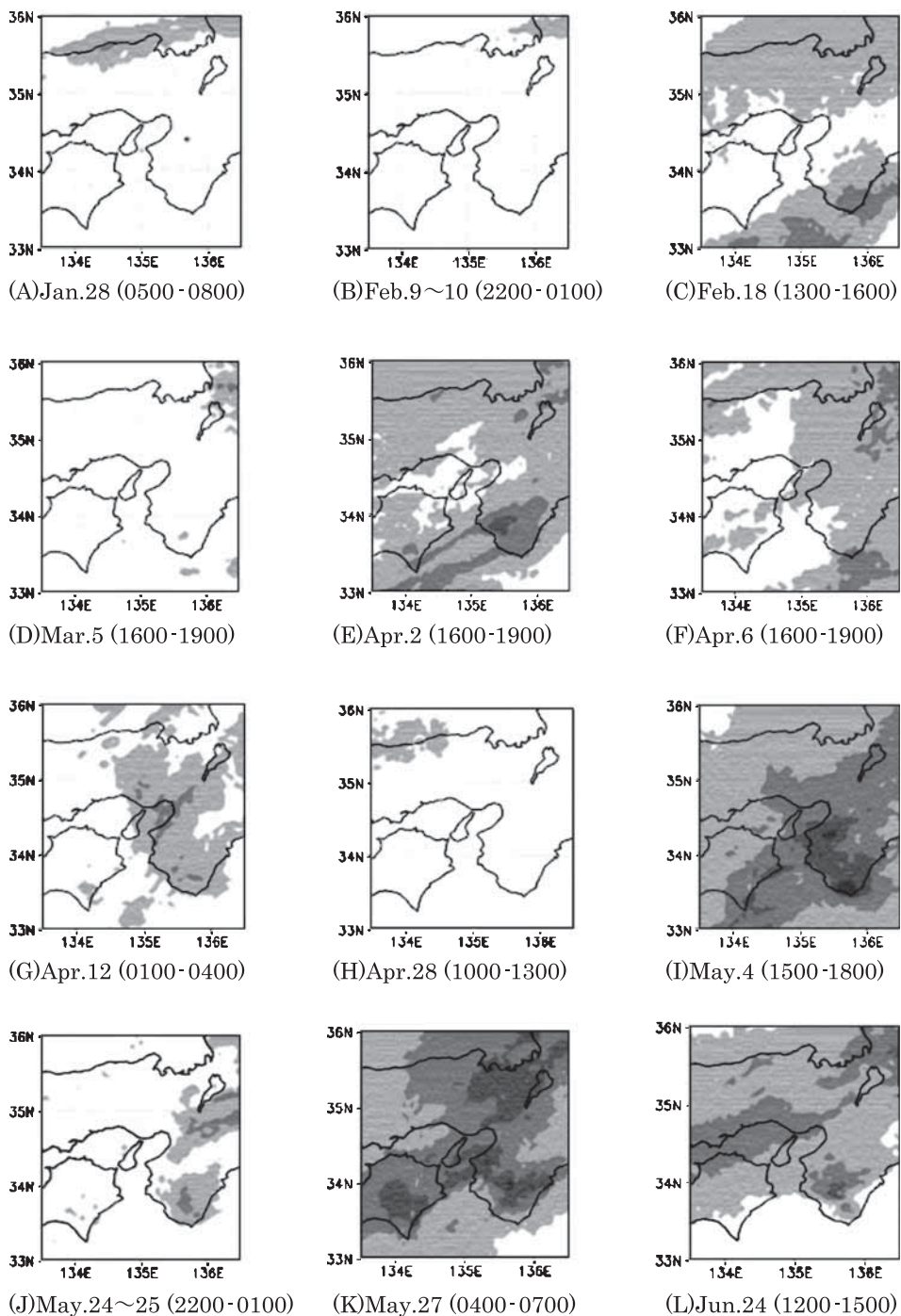
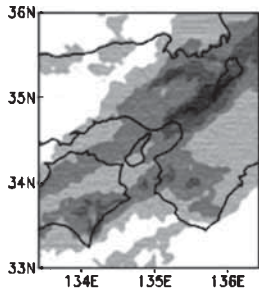
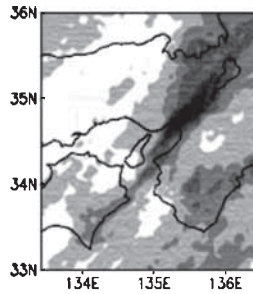


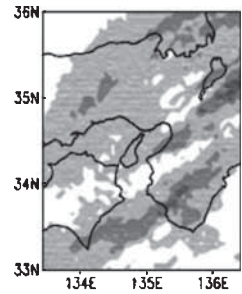
図2 寒冷前線が大坂湾を通過する時間を含むレーダーアメダス3時間積算降水量分布図
 ()内の数字は時刻(JST)



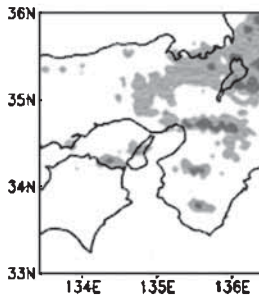
(M)Jun.27 (0600-0900)



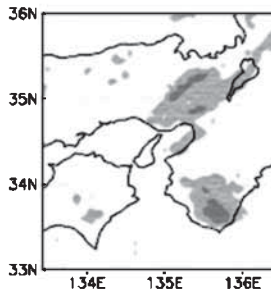
(N)Jun.29~30 (2300-0200)



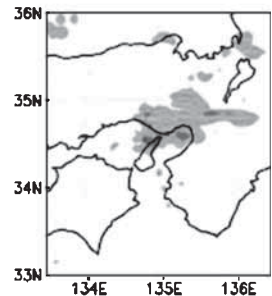
(O)Jul.3 (1100-1400)



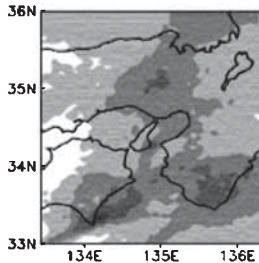
(P)Aug.24 (0900-1200)



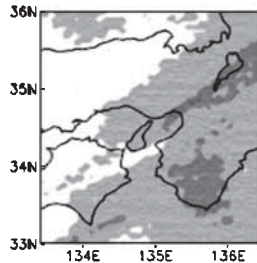
(Q)Sep.24 (1400-1700)



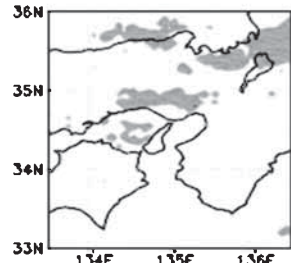
(R)Oct.13 (2100-2400)



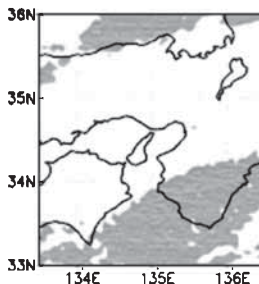
(S)Nov.1 (0600-0900)



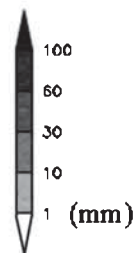
(T)Nov.12 (1100-1400)



(U)Nov.25 (1600-1900)



(V)Dec.6 (0000-0300)



エコー強度

図2 (続き)

850 hPa 面と 925 hPa 面で平均した風向と 850 hPa 面と 925 hPa 面の風速および 925 hPa 面の水蒸気フラックス，線状降水帯形成の有無，寒冷前線が大阪湾を通過した時刻，潮岬の高層気象観測時刻，寒冷前線が大阪湾を通過した時刻と潮岬の高層気象観測時刻との時間差について示してある．なお，寒冷前線通過時に最も近い時刻の潮岬の高層気象観測データを用いたので，この時間差は 6 時間以内に収まっている．まず，平均風向を見ると，平均風向は 177.5° から 302.5° の間でほぼ南から西の間である．850 hPa 面の風速は，7.6 m/s から 33.5 m/s，925 hPa 面の風速は 6.5 m/s ~ 29.2 m/s であり，寒冷前線の通過時刻と潮岬の高層気象観測時刻との時間差はあるが，各事例によって差が大きいことがわかる．線状降水帯が見られた 3 事例について着目すると 5 月 27 日が 227.5° で 33.5 m/s，6 月 27 日が 237.5° で 22.1 m/s，6 月 29 日が 220° で 24.3 m/s であり，いずれの場合も風向はほぼ南西で風が強い．しかしながら，線状降水帯が見られない事例でも風向が南西寄りで風が強い日（ここでは風速 20 m/s 以上）が見られる（5 月 4 日，5 月 24 日，6 月 24 日，7 月 3 日，11 月 1 日）．

次にこの風によって輸送される水蒸気量を調べるために，925 hPa 面における水蒸気フラックスを求めた．まず，はじめに比湿 (q) を求める．観測データから混合比 (w) が既知であるから (1) 式より，水蒸気圧 (e) が得られる．

$$e = \frac{pw}{w + \varepsilon} \quad (1)$$

この式で， p は気圧（ここでは 925 hPa）， ε は水蒸気と乾燥空気の分子量の比で，0.622 である．(2) 式より比湿 (q) は

$$q = \frac{\varepsilon e}{p - (1 - \varepsilon)e} \quad (2)$$

と表される．

次に，温度 (T) と混合比から仮温度 (T_v) を求める．ここで仮温度を導入することで，空気の密度を計算する時に，乾燥空気の気体定数 ($R = 287 \text{ J/kg}\cdot\text{K}$) をそのまま使うことが可能となる．

$$T_v = T \left(1 + \frac{1 - \varepsilon}{\varepsilon} w \right) \quad (3)$$

したがって，空気の密度 (ρ) は次の (4) 式で求められる．

$$\rho = \frac{p}{RT_v} \quad (4)$$

さらに (4) 式に比湿 (q) を乗じて絶対湿度 (A) を求める．

$$A = q \times \rho \quad (5)$$

最後に (5) 式に 925 hPa 面の風速 (v) を乗じて，水蒸気フラックス (Q) を求める．

$$Q = Av \quad (6)$$

解析の結果、5月4日の事例から7月3日の事例までと9月24日、11月1日の事例で水蒸気フラックスが $300 \text{ g/m}^2 \cdot \text{s}$ を上回り、全事例の中でも相対的に大きい値を示している。最も大きい値であったのは線状降水帯が発生した5月27日で $478 \text{ g/m}^2 \cdot \text{s}$ であった。したがって、寒冷前線が通過する時には季節によらず南から西寄りの風が卓越するが、風速と比湿については季節によって大きく異なり、その結果、水蒸気フラックスが事例によって大きく変化していることがわかる。

3.2 エネルギー解析

次に湿潤静的エネルギーの鉛直分布から各事例に対する気塊が持つ位置エネルギーおよび内部エネルギーを調べた。また大気の安定度の指標として各事例の対流有効位置エネルギーを調べた。まず、気体の乾燥断熱変化についての熱力学の第一法則は

$$C_v dT + p d\alpha = (C_v + R)dT - \alpha dp \quad (7)$$

と書ける。ここで、 C_v は定積比熱、 α は比容である。また、静力学平衡の式は、重力の加速度を g とすると、

$$-\rho g dz = dp \quad (8)$$

であり、(8) 式を (7) 式に代入し、 $C_p = C_v + R$ の関係を使うと、

$$C_p dT + g dz = d(C_p T + gz) = ds = 0 \quad (9)$$

となる。 s は乾燥過程における保存量であり、乾燥静的エネルギーと呼ばれ、乾燥断熱過程では保存される。(9) 式を積分すると、

$$s = C_p T + gz \quad (10)$$

が得られる。さらに(10)式に潜熱エネルギー Lq を加えれば、湿潤過程でも保存される次式が得られる。

$$h = C_p T + gz + Lq \quad (11)$$

この式の h は湿潤静的エネルギーと呼ばれ、この量の鉛直プロファイルを見ることで、各層にどれだけの内部エネルギー（顕熱エネルギーと潜熱エネルギー）と位置エネルギーが存在するかわかる。図3に潮岬の高層観測から計算して求めた湿潤静的エネルギーの鉛直プロファイルを示す。図3の(A)は1月から3月、(B)は4月から6月、(C)は7月から9月、(D)は10月から12月の事例について示してある。それぞれの鉛直プロファイルを比較すると、5月24日の事例から特に800 hPa以下の下層でエネルギーの増大が顕著であることがわかる ($3.4 \times 10^5 \text{ J/kg}$)

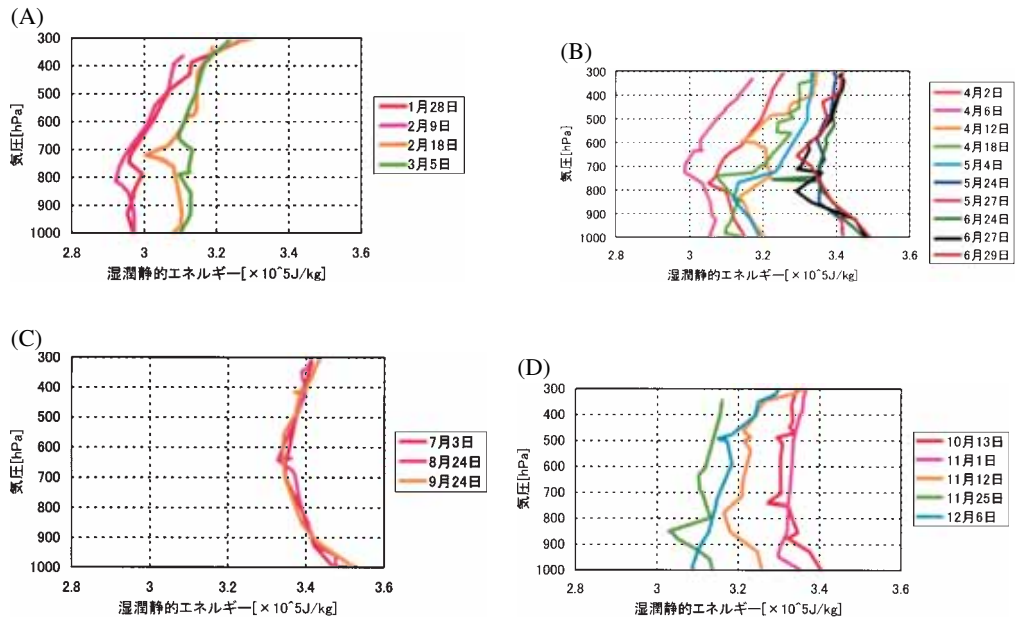


図3 潮岬の高層観測から計算して求めた、湿潤静的エネルギーの鉛直プロファイル (A)は1月～3月、(B)は4月～6月、(C)は7月～9月、(D)は10月～12月を表す

以上)。この増大には、顕熱エネルギーよりも主に潜熱エネルギーの増加の寄与が大きい。湿潤静的エネルギーは10月頃から減少し始め、12月には $3.1 \times 10^5 \text{ J/kg}$ まで低下する。各事例の対流有効位置エネルギーについて見てみると、1000 J/kg を上回る事例は4例あった(6月27日、6月29日、8月24日、9月24日)。

4. 議論

ここでもう一度、風向風速場の特徴について見ることにする。特に線状降水帯が見られる5月27日が 227.5° で 33.5 m/s 、6月27日が 237.5° で 22.1 m/s 、 220° で 24.3 m/s であり、風向はほぼ南西で風が強い。これは、これまで行われてきたいくつかの事例解析(中島・楠田, 1989, 横田・中島, 1991, 横田, 1992a 1992b, 横田, 1993, 池田, 1994, 東・藤井, 2004a, 2004b, 2004c, 2004d)で指摘されている紀伊水道からの強い南寄りの風の流入があることを裏付ける結果である。しかしながら、線状降水帯が見られない事例でも風向が南西寄りで風が強い日(ここでは風速 20 m/s 以上)が見られる(5月4日, 5月24日, 6月24日, 7月3日, 11月1日)。次に、水蒸気フラックスについて見てみると、水蒸気フラックスは季節によってその値が大きく変化している。これは梅雨期から秋にかけては比湿の値が大きくなることと、先に述べた風速が増大することに起因している。したがって、紀伊水道からの強い南寄りの風の流入や水蒸気

フラックスだけでなく、線状降水帯の形成には他の要素が必要であると考えられる。図4に潮岬における水蒸気フラックスと対流有効位置エネルギーとの関係を示す。図中の印は線状降水帯が発生した事例を表わしている。まずはじめの特徴として、線状降水帯が発生するには水蒸気フラックスの値が少なくとも $350 \text{ g/m}^2\cdot\text{s}$ 以上であるということである。しかしながら線状降水帯が発生しなかった事例でも $350 \text{ g/m}^2\cdot\text{s}$ を上回っているものがある。もう1つの特徴として、5月27日の事例を除いて線状降水帯が発生した事例は対流有効位置エネルギーが 1000 J/kg を上回っていることがあげられる。これらをまとめると、水蒸気フラックスの値が同じ位の値であれば、対流有効位置エネルギーが大きい場合に線状降水帯が発生しており、一方、対流有効位置エネルギーが同じ位の値であれば、水蒸気フラックスの値が大きい場合に線状降水帯が発生しているということが言える。

次に Kato (2005) の結果と比較する。Kato (2005) は線状降水帯が発生する時の総観場における風向の特徴を見出すために、1994年から2003年の6月から7月に九州西部で発生した線状降水帯を抽出し、その環境場を鹿児島の高層気象観測データを用いて解析を行っている。その結果、線状降水帯が発生・維持する環境場の特徴の1つとして下層が南西風場であることを明らかにした。さらに 850 hPa の下層風速を V_{850} とすると、 $5 \text{ m/s} < V_{850} < 25 \text{ m/s}$ であったことをあげている。本研究での線状降水帯における下層風場はほぼ南西風であり（5月27日が 227.5° 、6月27日が 237.5° 、6月29日が 220° ）この点は Kato (2005) の結果と同じである。また、風速は本研究で線状降水帯が発生した5月27日、6月27日、6月29日の事例ではどれも 20 m/s を超えており、Kato (2005) で示されているような 20 m/s 以下での線状降水帯の発生は見られない。本研究での下層風速の平均は 26.6 m/s であり、九州のそれと比べると大きい値を示している。これは、九州西部はすぐ西側に暖湿空気の流入を拒むものがなく、比較的弱い南西風であっても十分に水蒸気を輸送できることが考えられるが、大阪湾周辺は南東方向に紀伊山地、南西方向には四国山地が存在するため弱い南西風であれば容易に大阪湾周辺まで暖湿空気が流入できな

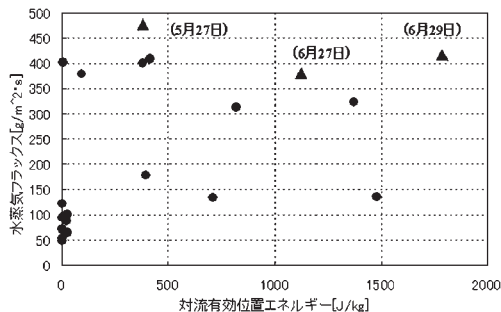


図4 潮岬における水蒸気フラックスと対流有効位置エネルギーとの関係
(△は線状降水帯が発生した事例を示す)

いと考えられる。

5. まとめ

本研究では寒冷前線の通過した日をもとに大雨をもたらすような線状降水帯の有無を調べ、それぞれの事例を解析することで、線状降水帯が発生する時の環境場の必要条件を見出そうと試みた。解析の結果、まず気象庁天気図から1999年1年間に寒冷前線が大阪湾を通過した事例が22例見つかった。これらの各事例について、気象庁レーダーとレーダーアメダス解析雨量データ、潮岬の高層観測データの解析から、大雨をもたらす(3時間に100mm以上)線状降水帯は3例あり、下層風向(850hPa面と925hPa面の平均)はほぼ南西風でかつ、風速(850hPa面)は約25m/sであり、925hPa面における水蒸気フラックスが $350\text{ g/m}^2\cdot\text{s}$ を上回っていることがわかった。水蒸気フラックスの値が同じ位の値であれば、対流有効位置エネルギーが大きい場合に線状降水帯が発生しており、一方、対流有効位置エネルギーが同じ位の値であれば、水蒸気フラックスの値が大きい場合に線状降水帯が発生していることが明らかになった。

なお、今後に残された課題は次の通りである。

- (1) 1999年以外の年についても同様な解析を行い、事例を増やすことによって、定量的な議論の信頼性を高める。
- (2) 紀伊水道の南風の流入を潮岬の高層観測データから評価したが、実際に大阪湾周辺でどの程度の水蒸気量が存在しているのか、前線通過時に大阪湾周辺で高層気象観測を行う必要がある。
- (3) 非静力学数値モデルを使った数値シミュレーションを行い、下層の水蒸気量や風向風速をかえて感度実験を行い、今回得られた解析結果の一般性について検証することで、線状降水帯が発生するための必要十分条件を見出すことが期待できる。

謝 辞

最後に、本論文を作成するにあたって、神戸大学客員教授の山中大学先生に多大なるご指導を頂きましたことに対してお礼を申し上げます。そして、本研究を進めるにあたって絶えず助言を頂いた日本気象株式会社の清原様、広島地方気象台の楠田様に対して、また、貴重な助言をいただいた2名の査読者に対して、厚く感謝いたします。なお、解析にあたって、気象業務支援センターを通して入手した気象庁編集『レーダー資料』、『レーダーアメダス解析雨量データ』および『気象庁月報』を使わせて頂いた気象庁に対して、心より感謝いたします。

本論文は、著者の1人、東邦昭が2005年1月に京都産業大学理学研究科物理学専攻の修士論文の一部(東, 2005)に、その後の研究成果を追加したものである。

参 考 文 献

- 藤本英生, 1999: 大阪府北部での大雨 (1997.8.7 箕面の事例), 1999 年度日本気象学会関西支部例会予稿集, pp. 40-43 .
- 東 邦昭・藤井 健, 2004a: 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, 京都産業大学論集自然科学系列, 第 33 号, pp. 86-103 .
- 東 邦昭・藤井 健, 2004b: 2003 年 4 月 8 日の京阪神地域における線状降水系の事例解析 2004 年度日本気象学会関西支部年会予稿集, pp. 17-19 .
- 東 邦昭・藤井 健, 2004c: 2003 年 4 月 8 日に京阪神地域で発生した線状降水帯の事例解析 2004 年度日本気象学会秋季大会予稿集, p. 398 .
- 東 邦昭・藤井 健, 2004d: 京阪神地域で発生する線状降水帯について, 2004 年度日本気象学会関西支部第 2 回例会要旨集, pp. 28-31 .
- 東 邦昭, 2005: 京都産業大学理学研究科物理学専攻修士論文, 96 pp.
- 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, 1994 年度日本気象学会関西支部例会予稿集, pp. 14-17 .
- Kato, T., 2005: Statistical study of band-shaped rainfall systems, the Koshikijima nad Nagasaki lines, observed around Kyusyu Island, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 83, pp. 943-957.
- 中島 肇・楠田雅紀, 1989: 淀川チャネル型大雨について 1989 年 9 月 2-3 日の事例, 1989 年大阪管区府県気象研究会誌, pp. 12-13 .
- 二宮洗三, 2000: 気象がわかる数と式, オーム社, pp. 114-116 .
- 打越 充・亀田秀夫, 1999: 京都府南部の集中豪雨事例解析 (1998 年 10 月 15 日~16 日), 1999 年大阪管区府県気象研究会誌, pp. 168-169 .
- 横田寛伸・中島 肇, 1991: 典型的な淀川チャネル型大雨の事例解析 (1988 年 9 月 11 日の事例を中心に), 1991 年大阪管区府県研究会誌, pp. 46-47 .
- 横田寛伸, 1992a: 淀川チャネル型大雨の発現ポテンシャル, 1992 年大阪管区府県気象研究会誌, pp. 4-5 .
- 横田寛伸, 1992b: 淀川チャネル型大雨の比較解析, 1992 年度日本気象学会関西支部年会予稿集, pp. 14-18 .
- 横田寛伸, 1993: 大阪の淀川チャネル型大雨における back building, 1993 年度日本気象学会春季大会予稿集, p. 6 .
- 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 年日本気象学会関西支部年会予稿集, pp. 26-29 .

Environmental Characteristics to Formation of Line-shaped Precipitation Systems in Passing of Cold Fronts in the Keihanshin Area in 1999

Kuniaki HIGASHI

Takeshi FUJII

Abstract

In 1999, 22 passages of cold fronts over the Kinki district are identified. Among them, three cases accompanied line-shaped precipitation system with heavy rainfall, and the other 19 cases did not. The three line-shaped precipitation systems brought heavy rainfall (over 100 mm/3 hours) in Kinki district (May 27, Jun 27, Jun 29). Based on the upper air sounding over the Shionomisaki weather Station, southwesterly winds over 20 m/s were dominated in lower layer and the water vapor flux were as high as 350 g/m²-s or the more in these three heavy rainfall cases. We also investigated the available potential energy and water vapor flux in relation to the formation of line-shaped systems. It is found that, if water vapor flux have same value, the larges convective available potential energy is required and on the other hand, if convective available potential energy have same value, the larges water vapor flux is required, in order to form the heavy rainfall systems.

Keywords: Line-shaped precipitation system, cold front, wind field, water vapor flux, convective available potential energy