

# 鈴鹿山脈周辺の降雨について

後 町 幸 雄・中 島 暢 太 郎

## ON THE RAINFALL AROUND THE SUZUKA MOUNTAINS

By Yukio GOCHO and Chotaro NAKAJIMA

### Synopsis

Analyzing the detailed data on rainfall during the warm season for three years (1967-1969) which include the data of our own observations around the the Suzuka Mountains and other meteorological elements, a few characteristic features of the heavy rainfall were clarified with some problems concerning them were revealed.

In the case of heavy rainfall in which the maximum 24-hour precipitation was about 200 mm or more, strong easterly wind prevailed in the lower troposphere, the middle and lower troposphere was nearly saturated with water vapour, and the static stability was nearly neutral. The heavy rainfall area around the mountains shifted more or less westward according to the easterly component of the wind in the upper troposphere. Such contribution of the upper wind to the orographic rainfall was theoretically considered after the dynamical model proposed by Sarker (1966).

Comparing the results with the observation, it was suggested that our consideration was realistic.

### 1. ま え が き

IHD びわ湖水文観測事業における降水に関する研究のなかで、われわれはびわ湖流域の南東方の境界にあたる鈴鹿山脈周辺を選び、1967年から御在所岳を中心に雨量観測を始めた。この付近には気象庁や建設省をはじめ雨量観測所がかなり沢山あるが、最初にわれわれの設けた御在所岳のやや南西の地点で、それら既設の観測所の観測値から直ちに予想できない程の大きな雨量が屢々観測された<sup>1)</sup>。これは水災害の上からも重要な問題なので、その後さらに雨量観測網を充実させ、雨量分布のより精確な把握に努めた。

ここでは1969年までの観測資料により、特に大雨の際の雨量分布と高層の気象状況との関係や、それから得られたいくつかの問題点について述べ、最後に対流圏下層に強風があって、大気が飽和しており、安定度が中立の状態における山岳降雨について理論的な考察をする。

### 2. 雨量分布と気象状況

鈴鹿山脈は Fig. 1 に示すように滋賀県と三重県の県境にあり、海拔 1000 m 前後の峰がほぼ南北に連なっており、御在所岳は 1210 m で、その西にある雨乞岳 (1238 m) に次いでいる。地形は山脈の東側に比べ、西側は多少複雑であり、勾配は東側に比べ、西側が緩やかである。Fig. 1 で示す範囲のなかに既設の雨量観測地点は約 30 箇所あるが、非定期的な観測点はこれらの他にも数箇所ある。図中⊗印は 1967 年および 1968 年にわれわれが独自に設置した、1 個月巻自記雨量計を持つ観測地点で、×印は 1970 年に設置した地点であるが、後者の観測結果についてはここでは述べない。なお、われわれが調査の対象としているのは大体 6~10 月の暖候期の雨で、われわれの行なっている観測もその期間だけである。

この地域が近畿地方中部としては大雨の頻度の高いところであることは既に知られており、2年に1回程度、日雨量が 200 mm 以上の大雨があるが<sup>2)</sup>、上に示した観測点を加えると 1967 年から 1969 年の 3 年間に

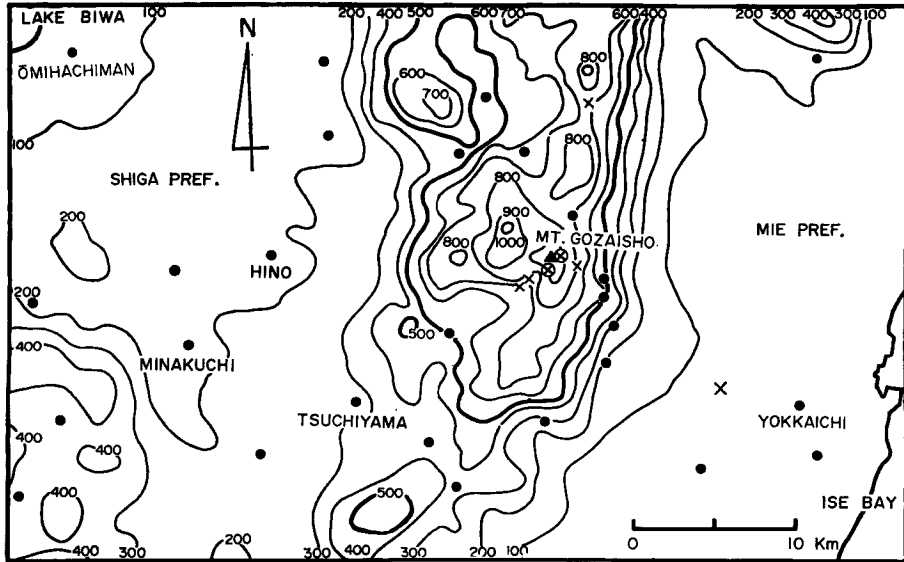


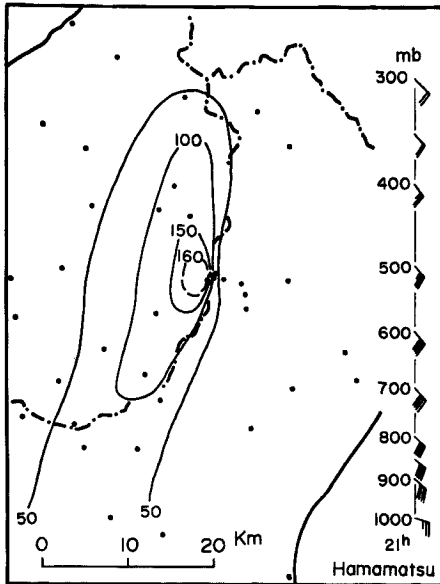
Fig. 1 Topographic map around the Suzuka Mountains. Contour lines: 100m intervals. Observation points: ● by Provincial Meteorological Observatories, Regional Construction Bureaus and others; ⊗ set by us in 1967 and 1968; × set by us in 1970.

日雨量 200 mm 以上が 3 日あり、100 mm 以上が 17 日あった。これらのなかから代表的な例を以下に 6 つあげた。

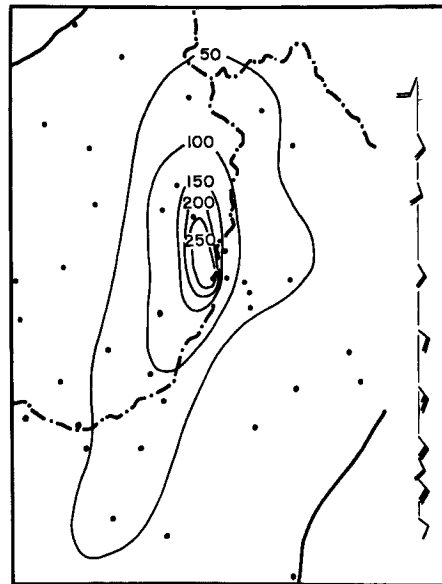
### 2.1 1968 年 7 月 28, 29 日の例

Fig. 2 はいずれも日雨量分布図であるが、各図の右側に鈴鹿山脈から約 120 km 南東方にある浜松のその日の 21 時における風の垂直分布が示してある。Fig. 2 の (a) と (b) は 1968 年 7 月 28 日と翌 29 日の例で、雨量最大値を測観した地点は同じで、さらに同地点では次の 30 日に 144 mm を記録し、3 日間の雨量は 566 mm に達した。この間のシノプティックの状況は四国・九州方面に台風 4 号があって、同図にも示してあるように対流圏下層に南東の最大 40~45 knots 程度の強風があり、対流圏上層でも幾分弱まっているが大体南東風になっている。そしてこのような状況がおよそ 3 日間続いている。Fig. 2 に対応した温度と偽湿球温度の垂直分布を Fig. 3 に示すが、Fig. 3 の (a) および (b) から分かるように空気はほぼ飽和しており、温度の垂直分布は大体湿潤断熱的になっていて、安定度は中立状態に近いと云える。

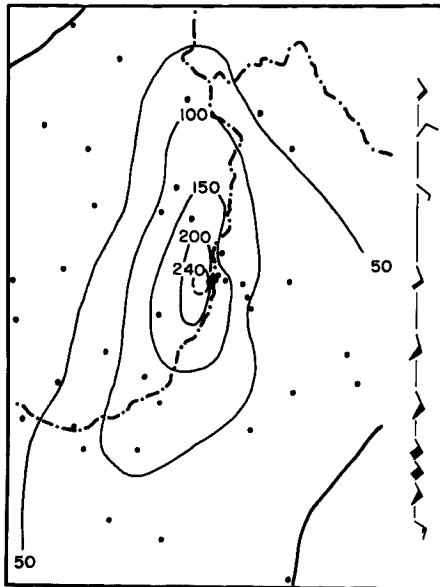
そこで Fig. 2 の (a) と (b) との雨量分布を比較してみよう。50 mm の等雨量線をみると (a) の方が (b) よりも多少細長いけれども、100 mm の等雨量線は (a) の方がやや細長いだけで (b) とあまり違わない。それにもかかわらず雨量の最大値は (場所は同じだが) (a) の 163 mm に対し (b) は 259 mm と 100 mm 程度の差が出ている。この雨量分布に対し、高層風の方を比較してみるとどの層でも (a) に比べ (b) の方が 10 knots 程弱いことが分かる。ここには示していないが、御在所岳頂上の風速計の記録をみても風速について同じことがいえる。山岳地の降雨では、一般に風速が大きい程雨量が多くなることは経験的にも理論的にも明らかなことであるにもかかわらず、雨量の最大値に 100 mm も差があることは極めて興味深いことであるが、この原因はまだ分からない。(a) の場合の雨量が少なくなるような理由を強いて Fig. 3 の (a) と (b) について求めると、(a) について約 550 mb より上方で温度分布が (b) に比べてやや安定で、然かも湿潤空気に対して少しではあるが安定で、また偽湿球温度の垂直分布も対流安定を示している。



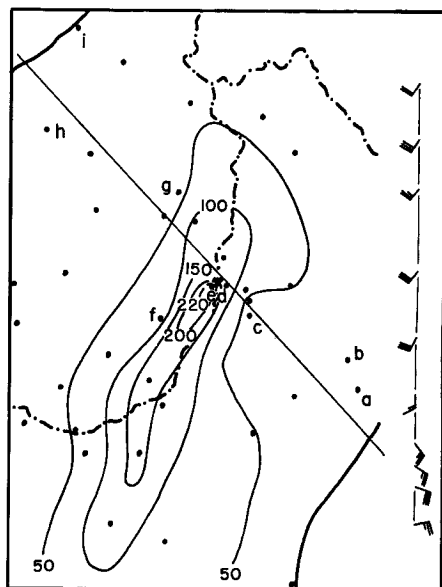
(a) Jul.28,1968



(b) Jul.29,1968



(c) Aug.22,1967



(d) Sep.25,1968

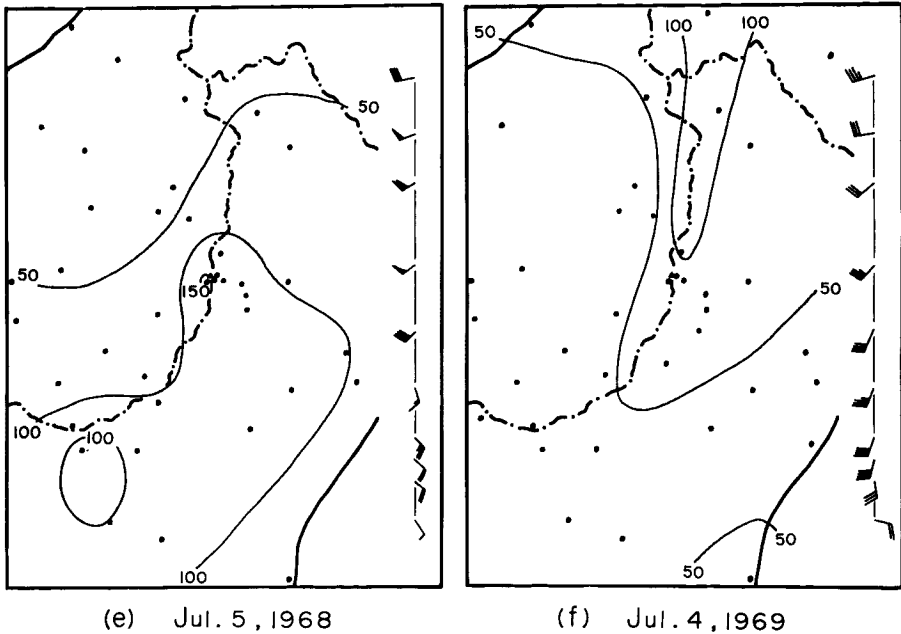


Fig. 2 The distribution of 24-hour precipitation (in mm) around the Suzuka Mountains and the vertical distribution of wind (a long barb 10 knots) for 21 h (JST) at Hamamatsu.

しかしながら、**Fig. 2 (a)** の雨量分布図は、実際の観測値以上の極値はないという大前提に従って画いたものだが、(図には示していない) 個々の観測値を吟味してみると、最大雨量観測地点のやや西側にそれ上雨量の多い地点があっても不自然ではないので、それが起こり得ないことを否定することはできない。このような意味からも、**Fig. 1** に示した 1970 年から加えた雨量観測地点の重要性が理解されよう。従ってこれらに関しては今後の研究に待たれるところが大きい。

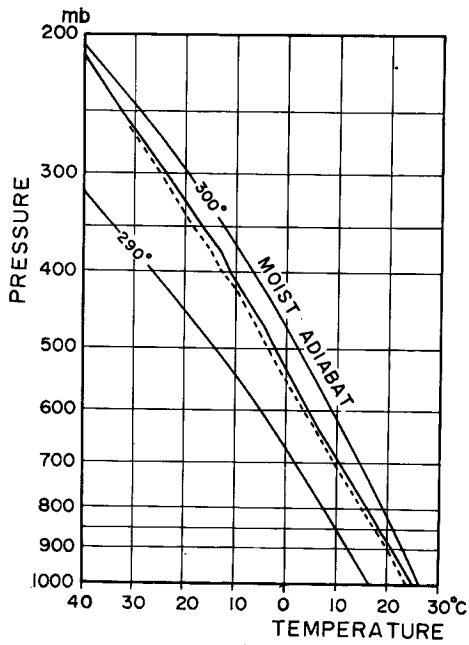
### 2.2 1967 年 8 月 22 日の例

**Fig. 2 (c)** が 1967 年 8 月 22 日の日雨量分布を示しているが、**(b)** と比べると最大雨量は 240 mm とやや少ないが、大雨域はかなり広がって、100 mm の等雨量線をみると **(b)** の場合よりもかなり東に張り出した形になっている。シノプティックの状況は台風 18 号が熊野灘に沿って北東進しており、高層風はおよそ 600 mb より下層で前の例よりも強い最大 50 knots 程度の南東の風になっているが、それより上層では風速は急激に弱くなっている。一方 **Fig. 3 (e)** では 900 mb 以下の薄い層に不安定のところがあるが、全体としては **(a)** および **(b)** と同じく安定度は湿潤的に中立に近い。

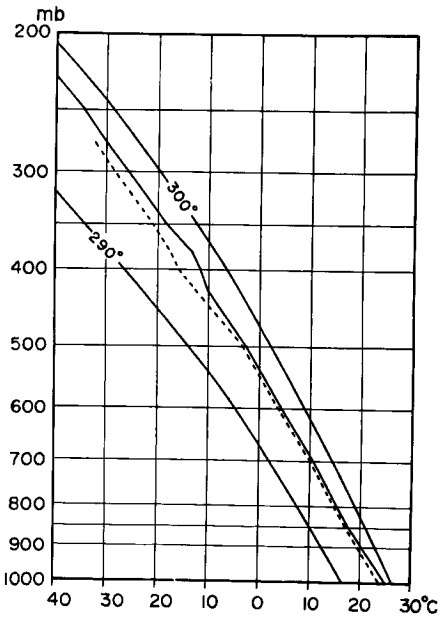
以下各例の比較については最後の 2.6 で述べる。

### 2.3 1968 年 9 月 25 日の例

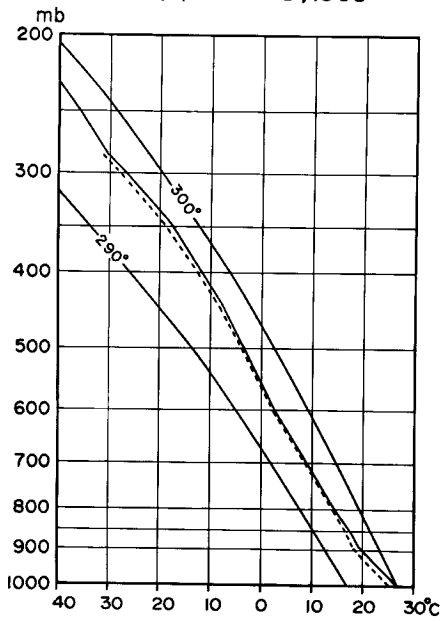
**Fig. 2 (d)** が 1968 年 9 月 25 日の日雨量分布図であるが、そのなかの最大雨量観測地点 (図中の e 点) では 24 日から 26 日までの 3 日間に 380 mm に達している。これまでの例が全て上の同一地点で最大雨量を観測しており、然もその周囲の雨量分布はいずれも似て、ほぼ山脈に沿ってかなりの降雨がある。しかしこの **Fig. 2 (d)** の 100 mm の等雨量線をみるとこれまでのどの例の場合よりも相対的に東よりになっている。シノプティックの状況は台風 16 号が九州西部に停滞していたが、地上から 800 mb 付近までは最大約 30 knots の東～南東の風になっていて、800 mb より上方では南から南西の風に変っている。**Fig. 3 (d)** の温度と偽



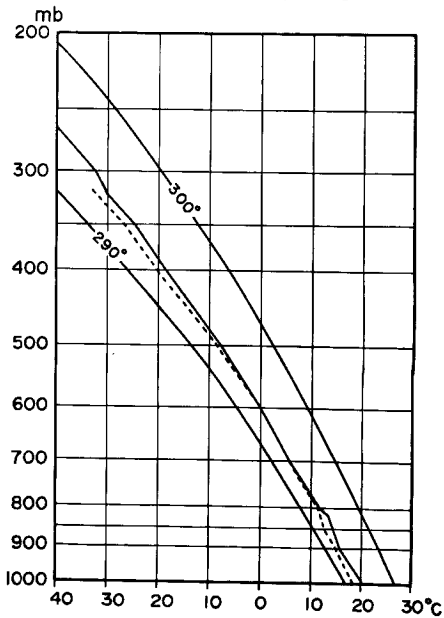
(a) Jul. 28, 1968



(b) Jul. 29, 1968



(c) Aug. 22, 1967



(d) Sep. 25, 1968

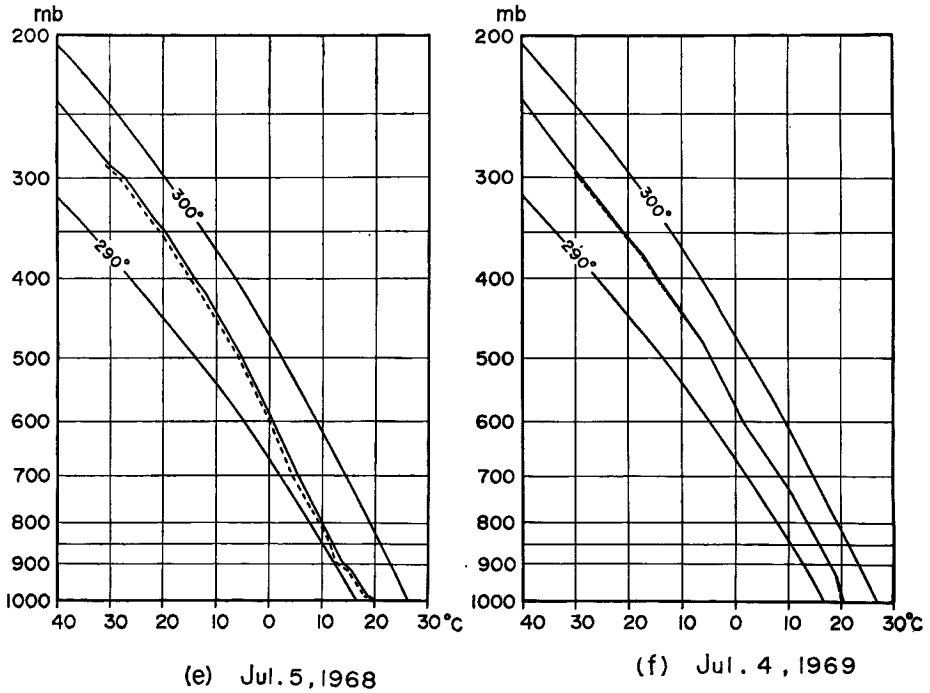


Fig. 3 Emagrams for 21 h (JST) at Hamamatsu. Solid lines: temperature. Dashed lines: pseudo wet-bulb temperature.

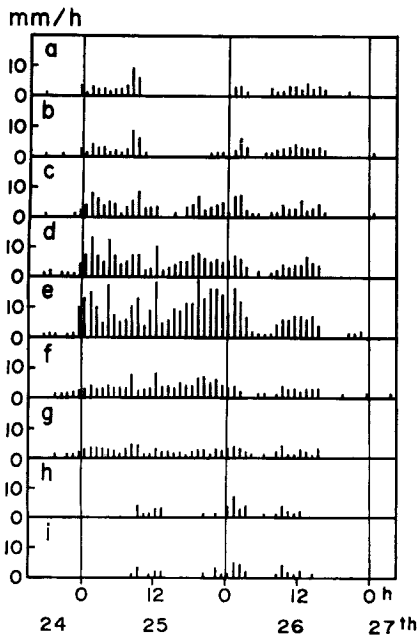
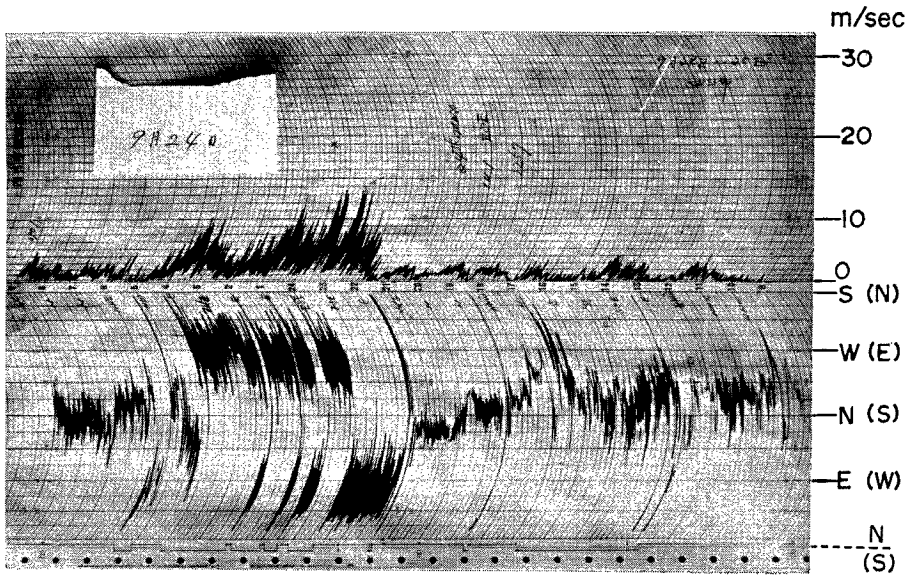


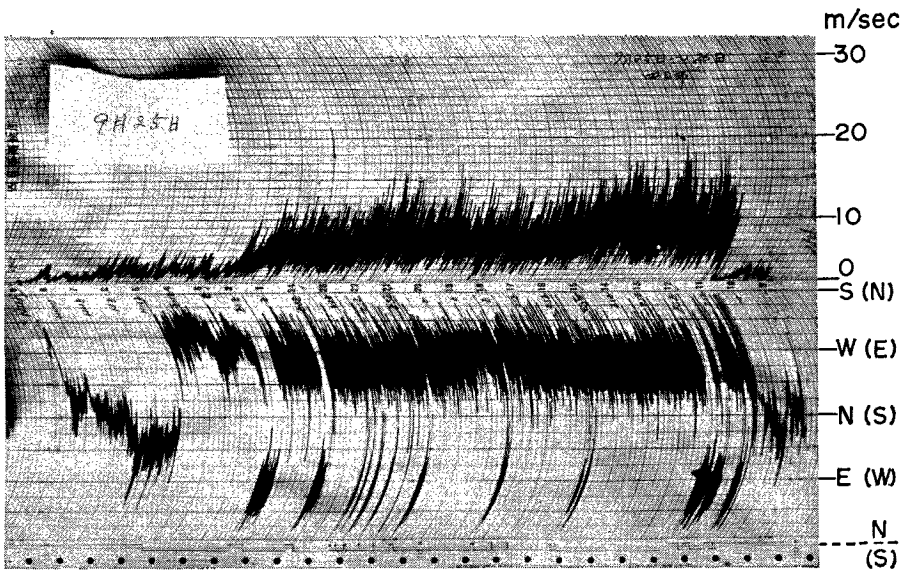
Fig. 4 The time change of hourly precipitation at each point shown in Fig. 2 (d).

湿球温度の垂直分布の方をみると、温度そのものは先の例より  $5^{\circ}\text{C}$  程度低くなっているけれども、湿度はほぼ飽和状態で、安定度は中立に近い。

この例を含む24日から26日までの降雨については、鈴鹿山脈周辺の気象自記紙等、数は少ないが、できるだけ資料を集めて解析してみたので、その結果を述べる。Fig. 4 は、Fig. 2 (d) 中に示した、伊勢湾から北西方向に鈴鹿山脈を横切りびわ湖へ引いた直線沿いの(アルファベットで示してある)各観測地点の毎時雨量の時間変化の様子を雨の降りはじめから降り終りまで示したものである。雨は早いところで24日の夜から降り始めたが、これは、Fig. 5 (a) の四日市 (Fig. 2 (d) 中のb地点) の風の自記記録から分かるように、対流圏下層の東風が強くなりだした頃に相当する。25日の正午頃から雨は、平地では一時止んだが、c, d, e, f, g 地点等の山地では降り続き、d, e, f 地点ではむしろ盛んに降り続けている。四日市では25日の11時頃雨が止んだが、Fig. 5 の(a) および(b) から分かるように風は一時弱まっていたが、この時を期して東南東の風が強くなった。そして図示してはないが、やはり四日市で同時に湿度が約95%から約80%に低



(a) Sep. 24 ~ 25, 1968



(b) Sep. 25 ~ 26, 1968

Fig. 5 Anemographs at Yokkaichi.

下している。しかし 25 日 9 時の浜松における高層の気象状況は Fig. 2 (d) および Fig. 3 (d) の 21 時の状態とほとんど同じで、四日市における湿度の低下は、雨が止んだための結果なのか、或はその原因になっているのかはまだ分からない。

Fig. 6 は御在所岳の山頂の風速（風向は欠測だが南東と推定される）の記録に、最も雨量の多かった e 地点の 10 分間雨量を対応させたものであるが、このような山岳地の降雨にもかなり激しい変化があることが分かる。そして大きな目でみれば風が強い程雨も強く、風が弱ければ雨も弱くなるという関係があるように思われる。細い点でも同様な傾向があるけれども、25 日 10~13 時頃の両者の対応関係はよくない。雨は 26 日には弱まったが、風の方は余り変化していない。しかし温度の垂直分布をみるとかなり安定化している。但し湿度はまだほとんど飽和状態であった。

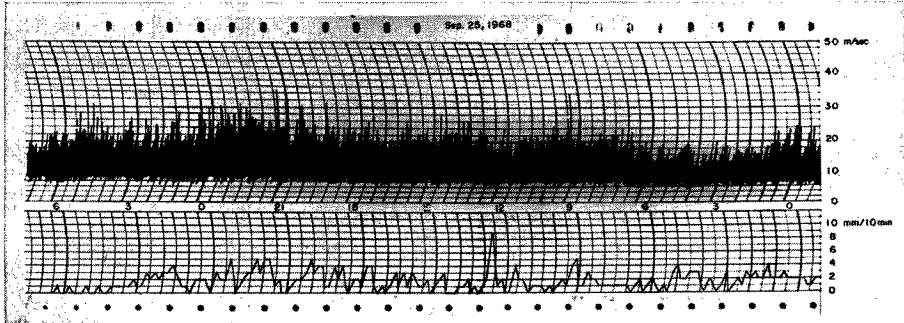


Fig. 6 The time changes of wind speed at the top of Mt. Gozaisho and 10 minutes precipitation at (e) point shown in Fig. 2 (d).

上に述べたように平地と山地との降雨状況の相異点や、地上風の変化にどのような意味があるのか、興味深い問題が多い。その他この付近に強い雨のあった時の、名古屋および大阪のレーダーによる雨のエコーをみると、エコーは大体北上しているが、強いエコーは見当らなかつた。

#### 2.4 1968 年 7 月 5 日の例

1968 年 7 月 5 日の日雨量分布を Fig. 2 (e) に示す。シノプティックの状況は、これまでの全ての例が台風に関連していたのに対し、本邦南岸沿いの前線上をかなり発達した低気圧が九州方面から東進してきた場合である。雨量はこれまでと同様に御在所岳のすぐ西の地点で最大ではあるが、その周囲に比べてそう多くなく、全般に山脈の風上側（東側）の平地で多いのが特徴である。しかし雨量はそれ程多くない。高層風は約 700 mb より下方で最大 25 knots 程度の南東風があるのに対し、それより上方ではこれまでの例と比べると最大 60 knots とかなり強い南西風となっている。Fig. 3 (e) の温度と偽湿球温度の垂直分布をみると、湿度の方は飽和状態に近いけれども、安定度は最下層にわずかな不安定な部分があるだけで、全体としてはかなり安定であることが分かる。

#### 2.5 1969 年 7 月 4 日の例

Fig. 2 (f) が 1969 年 7 月 4 日の日雨量分布図であるが、その高層風の分布からも分かるように、これまでの全ての例は少なくとも 800~700 mb よりも下方の対流圏下層で強い東よりの風（主に南東風）が吹いていたのに対し、この例は全般に西よりの風の場合である。但しこの場合には最下層では東~南よりの風となっている。シノプティックの状況は、本邦沿いに前線があり低気圧が朝鮮海峡付近を東進している場合であった。このように高層風が西よりで、雨量の多かった例は、この他に 2 例（1968 年 8 月 25 日、1969 年 6 月 25 日）あったが、このような場合には Fig. 2 (f) から分かるように周囲の平地の雨の少ないところでも数 10 mm とかなり多く、これまでの例に比べコントラストは弱い。それでも、山脈沿いに雨量の多い特徴は確かにみられるが、これまでのところ最大は 150 mm 程度である。そして最大降雨域は山脈に対して比較



的対称形をなしているようであるが、観測点が限られているために詳しいことは分からない。また Fig. 3 (f) から分かるように、湿度は飽和状態に近く、安定度もほとんど中立である。

## 2.6 以上の各例の比較

以上鈴鹿山脈周辺で雨量の多い場合の代表的な例をあげ、いくつかの問題点を指摘したが、ここでそれらを互いに比較してみよう。最後の 2.5 の場合はそこで述べたように高層風が西よりの風で、雨量分布にもその他の場合とやや違った点があったというだけにとどめておく。

部分的にはそれぞれの項で述べたけれども、もう一度 Fig. 2 (a), (b), (c) および (d) をみてみよう。いずれも同一地点に雨量最大があり、その値はその周囲の点に比べてかなり大きく、そのために山脈のすぐ西側（東風に対して風下側）で雨量が多くなっている。そして雨量の多いところが南北にほぼ山脈に沿って分布していることは、山岳性の降雨というものを顕著に示しているものと思われる。雨量の最大値やその位置については 2.1 で述べたような問題があるが、例えば 100 mm の等雨量線の相対位置に注目してみる。(a) と (b) の場合は先にも触れたようにほとんど変わらないが、(c) の場合はかなり大きくなっていると同時に (a) および (b) と比べると東寄りになっており、さらに (d) の場合にはかなり細長くなっているがこれらのなかでは最も東寄りになっている。高層風の方をみると、いずれの場合も下層に東よりの強風があるが、(a) および (b) の場合は上層まで比較的強い東よりの風になっているのに対し、(c) の場合には約 500 mb より上方で非常に弱まってしまい、(d) の場合には 600 mb 付近から上方は南西風が変わっている。そして高層の安定度や湿度の状態は Fig. 3 (a), (b), (c) および (d) から分かるように、いずれも飽和状態で中立に近い。高層の気象観測は浜松の場合、9時と21時と日に2回しかなく、数少ない高層観測の結果を日雨量と比較するのは危険があるが、ここに示した例は、あらゆる資料から考えて雨の降っている間は高層の気象状態はかなり定常を保っていたと考えられるものである。以上のことからこの地方では高層の状態が湿潤中立に近く、下層に東よりの強風があるときには、上層まで東の成分が強い程強雨域は風下側にくる傾向があると云える。さらに Fig. 2 (b), (c) および (d) をみる限りでは、最大雨量は (a) の場合が最も多く次いで (c) そして (d) の順になっている。つまり強雨域が風下側にある程最大雨量も多くなっている。けれども確かなことはむしろ今後の観測に待ちたい。これらのことについては風の強弱から単純に説明できそうにも思われるが、今までのところ風速との対応関係は必ずしもよくない。しかしそれは、先にも触れたように高層観測の回数の少ないことによる可能性も否定できない。紀伊半島の大台山系付近の降雨について調査した結果でも、鈴鹿山脈の場合と同様に、大雨で下層に東よりの強風がある場合には、上層風の東成分が強い程強雨域は風下側に寄る傾向があった<sup>3)</sup>ことから、このことはかなり一般性があるものと思われる。そこでそれらのことに関する簡単な理論的考察を試みたが、それは次の節で述べる。

次に 2.4 で述べた Fig. 2 (e) の場合であるが、この場合を Fig. 2 (d) と比較してみると、100 mm の等雨量線はさらに顕著に東に寄ってしまい、高層風の方も上層の南西風は一層強くなっていて、先に述べたことがさらに顕著に現われたように見うけられる。しかしながら、Fig. 3 (e) をみると、2.4 でも述べたように湿度は飽和に近い安定度は、他の場合と異なりはつきり安定であることを示している。その上同様な例はこの他に 2例 (1968年9月13日、1969年7月8日) あり、そのいずれもが同様に温度の垂直分布が安定を示している。この安定性が如何なる意味を持つのかは未だ明らかではなく、これも大きな問題点の一つであるが、やはりこのような例は先の 2.1, 2.2 および 2.3 の場合と区別すべきであると考えられる。

最後に Fig. 2 の (b) と (d) の場合について、200 mm の等雨量線に注目してみると、いずれも御在所岳付近から西側で (b) の場合が北寄りに (d) の場合が南寄りになっている。そしてこの時のそれぞれの場合の高層風をみると、下層の東よりの強風が (b) の場合の方が (d) の場合よりも南成分が強いことが分かる。このように下層の強風の南成分が強い程強雨域が北寄りになる傾向があるが、これらのことも確証は今後の観測に待ちたい。

### 3. 山岳降雨に関する一考察

前節に述べたように鈴鹿山脈周辺で日雨量が 200 mm 程度、或いはそれ以上になるような大雨の場合には、少なくとも 700~800 mb よりも下方の対流圏下層に東よりの強風があり、湿度は飽和状態に近く、安定度はほぼ湿潤中立であった。

インドの西ガーツ山脈において西よりの季節風が卓越する際の際の山岳降雨について、Sarker (1966)<sup>4)</sup> は 2 次元で湿潤中立大気を仮定したモデルを用い、いくつかのケース・スタディを行なって、かなりよい結果を得ている。西ガーツ山脈の幅がおよそ 100 km もあるのに対し、鈴鹿山脈の幅は 20 km 程度であるが、Sarker のモデルをさらに単純化して、鈴鹿山脈程度の規模の山脈に適用し、考察を行なう。

山脈から風上側に充分離れた地点の高層風の風速は高さ  $z$  (海拔) の関数で、それを基本流  $U(z)$  とし、風向は山脈に垂直で変わらないとする。 $U(z)$  のベクトルの方向に  $x$  軸をとり、山脈の尾根にあたる点を  $x$  の原点とする。従って山脈の風下側が  $x$  の正の部分である。2 次元であるから山脈の尾根の方向 ( $y$  方向) には全ての量が不変である。山脈の形は Sarker は尾根に関して非対称の場合を考えたが、ここでは簡単のために対称の場合を考える。山の海拔高度を

$$\zeta_s(x) = \frac{a^2 b}{a^2 + x^2} \dots \dots \dots (1)$$

で与えたが、Fig. 1 (5 万分の 1 の地形図で 1 km 間隔に高度の読み、さらにそれを 1 km の格子間隔で平均した地形図である) を参考にして今の場合、尾根の高さは 800 m、つまり  $b=0.8$  km とし、 $a=4$  km とした。山脈の形は Fig. 7 以下に画いてある。

さて雨量、一般には降水量を求めるためには、気流の上昇速度を知る必要があるが、山脈を越す気流の垂直速度を

$$w(x, z) = Re \left( \frac{\rho_0}{\rho_z} \right)^{\frac{1}{2}} W(z) \cdot e^{ikx} \dots \dots \dots (2)$$

とおくと、 $w$  は近似的に次の微分方程式を解くことによって求められる。

$$\frac{d^2 W}{dz^2} + (l^2 - k^2) W = 0, \dots \dots \dots (3)$$

ここに  $l^2$  は Scorer のパラメーターと云われ

$$l^2(z) = \frac{g(\gamma^* - \gamma)}{U^2 T} - \frac{1}{U} \frac{d^2 U}{dz^2}. \dots \dots \dots (4)$$

その他  $g$  は重力の加速度、 $T$  は温度、 $\rho$  は空気密度 ( $\rho_0$  は  $z=0$  の値)、 $\gamma^*$  は断熱減率、 $\gamma$  はその時の温度の垂直分布を示す観測された温度減率である。 $k$  は波数で、(2) 式は最後に  $k$  についてフーリエ積分される。今の場合先に述べたように大気は湿潤中立と仮定しているから、 $\gamma^* - \gamma = 0$  となり

$$l^2(z) = -\frac{1}{U} \frac{d^2 U}{dz^2}. \dots \dots \dots (5)$$

即ち  $l^2(z)$  は基本流  $U(z)$  を与えると決ってしまう。しかし (3) 式を解くために  $l^2$  が一定になる層を仮定する。Sarker は  $l^2$  がそれぞれ近似的に一定となる層を 3 つ重ねたモデルを扱ったが、われわれは  $l^2$  がそれぞれ厳密に一定となる層を 2 つと単純化し、 $l^2$  が正の定数で (5) 式を満足する  $U(z)$  として、三角関数を与えることを考えた。

#### 3.1 風速の垂直分布が風速最大高度の上方で異なる場合

大気が湿潤中立という条件が満たされているとき、われわれにとって興味あることは、2.6 に述べたように高層風の分布と雨量分布との関係である。つまり対流圏下層に強風があり、その強風が上方へいってもなかなか衰えないときの方が、強雨域が山脈の風下側へ寄り、雨量も多くなる傾向があるということである。Fig. 2 (d) で示したように上方で風向が逆になってしまうような場合の理論的な扱いはまだできないので、風向が変わらない範囲で考察をすすめる。ここでは Fig. 7 の左に示したように、風速の最大値は 20 m/sec

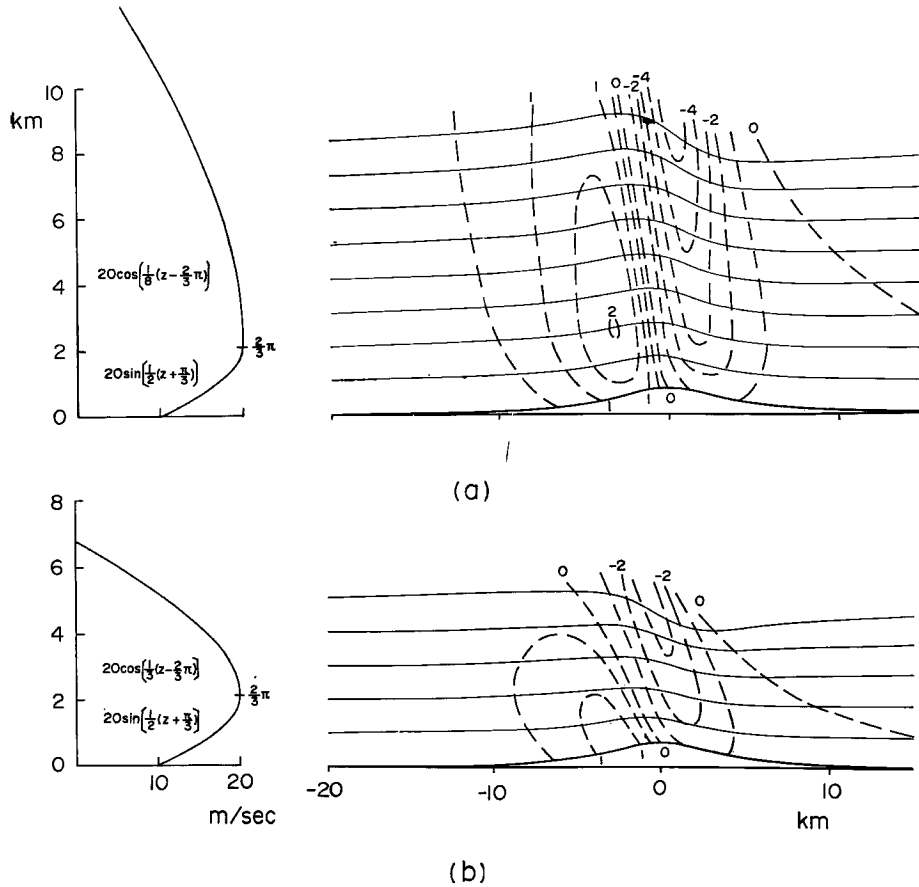


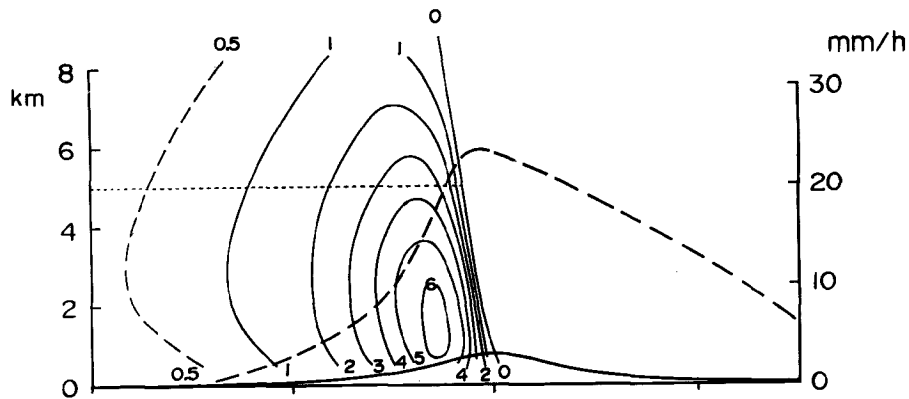
Fig. 7 Vertical profiles of wind (left) and streamline over the mountain and distribution of vertical velocity (in m/sec) (right).

で、高さ  $2\pi/3$  km (約 2 km) にあって、(a) は次の (b) に比べて風速の高さ方向の衰え方が少ない場合である。地上の風速は (a), (b) 共に 10 m/sec である。云うまでもなく風速のこれらの値はこれまでの実例を念頭において与えたものである。(a) の場合でも本質的には同じであるが、(b) の場合の風速は高度 7 km 付近で 0 になり、それ以上で風向が逆になる。このような上方の境界条件は下層の流線に余り大きな影響をおよぼさないことが知られているので、(b) の場合でも高度 5 km 位までは意味のある結果が得られると思われる。基本流  $U(z)$  の関数形は同図中に示してあるように、風速最大高度の上と下で異なり、 $l$  の値は三角関数中の  $z$  の係数と一致する。従って  $l^2$  の値は Fig. 7 の (a) の場合には、 $z$  が 0 と  $2\pi/3$  km 間で  $1/4 \text{ km}^{-2}$ 、それより上方では  $1/64 \text{ km}^{-2}$ 、(b) の場合には下層は (a) と同じで  $1/4 \text{ km}^{-2}$ 、上層で  $1/9 \text{ km}^{-2}$  である。空気の温度、密度、混合比や凝結量などを求めるために、温度の垂直分布は  $297^\circ\text{K}$  (1000 mb において  $24^\circ\text{C}$ ) の湿潤断熱線に沿うものと仮定している。

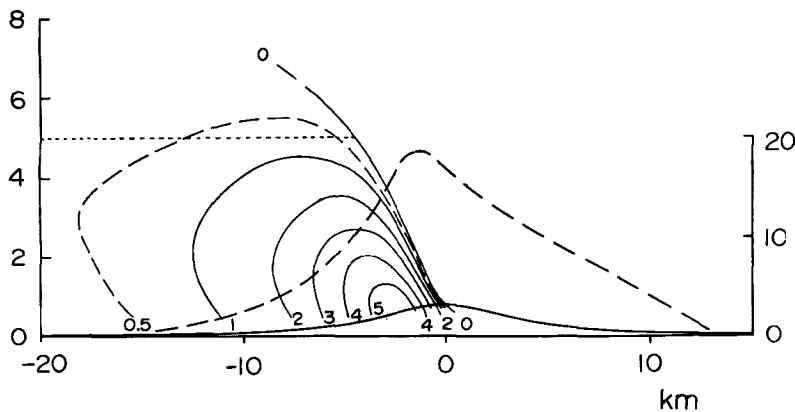
Fig. 7 の右は (a) および (b) の場合について求めた流線と垂直速度の分布であるが、上昇速度は 0.5 m/sec 毎に、下降速度は 1 m/sec 毎に示してある。今の場合大気は湿潤中立を仮定しており、次にこのようにして得られた上昇速度から水蒸気の凝結量を求め、さらに凝結したものが全て地上に達するとして雨量を試算するけれども、大気が完全に湿潤中立であるためには凝結したものは、下降流の中で蒸発して水蒸気に戻

らなければならず、現実の降雨とは矛盾してしまう。従って下降流の中は飽和状態であることは考えられないから、求めた下降流の値には余り意味はないが、それぞれの場合の比較のために示しておく。そこで (a) と (b) の場合の上昇速度の分布を比較してみると、最大値が (a) の場合は  $2\text{ m/sec}$  と (b) の 2 倍程度で、その位置が高い。そして (b) の場合の方が (a) の場合よりも上昇域が上方にいく程風上側にかなり片寄っている。

次に、それぞれの上昇流によって求められる水蒸気の凝結量の分布を Fig. 8 に示す。凝結量は高度  $500\text{ m}$  以上について、厚さ  $500\text{ m}$  の層内で 1 時間に凝結する水の量を厚さ  $\text{mm}$  で示したものであるが、(a) と (b) を比較すると上昇速度の分布がそのまま反映された分布をしている。概念的にはこれを雲の形と考えてよい。図の太い破線は 1 時間の雨量であるが、これは凝結量  $0.5$  以上の部分で、高度  $500\text{ m}$  から  $5\text{ km}$  (温度約  $2^\circ\text{C}$ ) までの間で、凝結したものが落下速度  $4.5\text{ m/sec}$  の降水粒子となって基本流に流されて全て落下したとして求めたものである。Sarker はさらに  $0^\circ\text{C}$  の高度より上方では、雪として  $1\text{ m/sec}$  の速度で落下し



(a)



(b)

Fig. 8 Distributions of amount of condensed water (as depth in mm) for an hour in the layer whose thickness is  $500\text{ m}$  and hourly precipitation.

てくるとしているが、われわれの場合には考えている範囲の雨量にはほとんど貢献しないので考慮しなかった。以上のような雨量の求め方には、西ガーツ山脈と違い特に水平スケールの小さいこの場合には、いろいろの問題はあるけれども、大雑把な妥当性はあると思われる。西ガーツ山脈の場合には雨量の最大は全て山脈の風上側にあり、雨量は最大値から急激に少なくなってしまうのほ対し、われわれの場合はむしろ山脈の風下側で多目になっている。これは山脈のスケールの相違によるところが大きいと思われる。そこで Fig. 8 の (a) と (b) とを比較してみる。はっきり云えることは、山脈の風上側では (a) の場合の方が雨量がやや多いけれども、雨量分布の形はよく似ているのに対し、風下側は圧倒的に (a) の場合の方が雨量が多く、全体としては強雨域が (a) の場合かなり風下側に寄っていることが分かる。このことは定性的にはわれわれの観測結果に一致している。しかし Fig. 8 もまた後から示す例でも 1 時間雨量の最大が 20~30 mm であるから、最大の日雨量が観測で 200~300 mm 程度とすれば計算値の方が多過ぎる。これは風速にもよるが、山脈の風下で実際に雨量が多いところを考えても、やはり風下側での降水粒子の蒸発を考慮する必要があると思われ、そのために雨量は少な目になるが量的にはまだ分らない。

3.2 風速最大高度が異なる場合

下層に強い風がある程、その気流が山脈を越える場合には上昇速度が大きくなることは容易に想像されるが、上のモデルで風速最大の高度の異なる場合を簡単に扱かうことができるので、Fig. 7 の (a) との比較を考えて、20 m/sec の風速最大の高度が  $\pi$  km (約 3 km) と  $\pi/3$  km (約 1 km) の場合を考える。Fig. 9

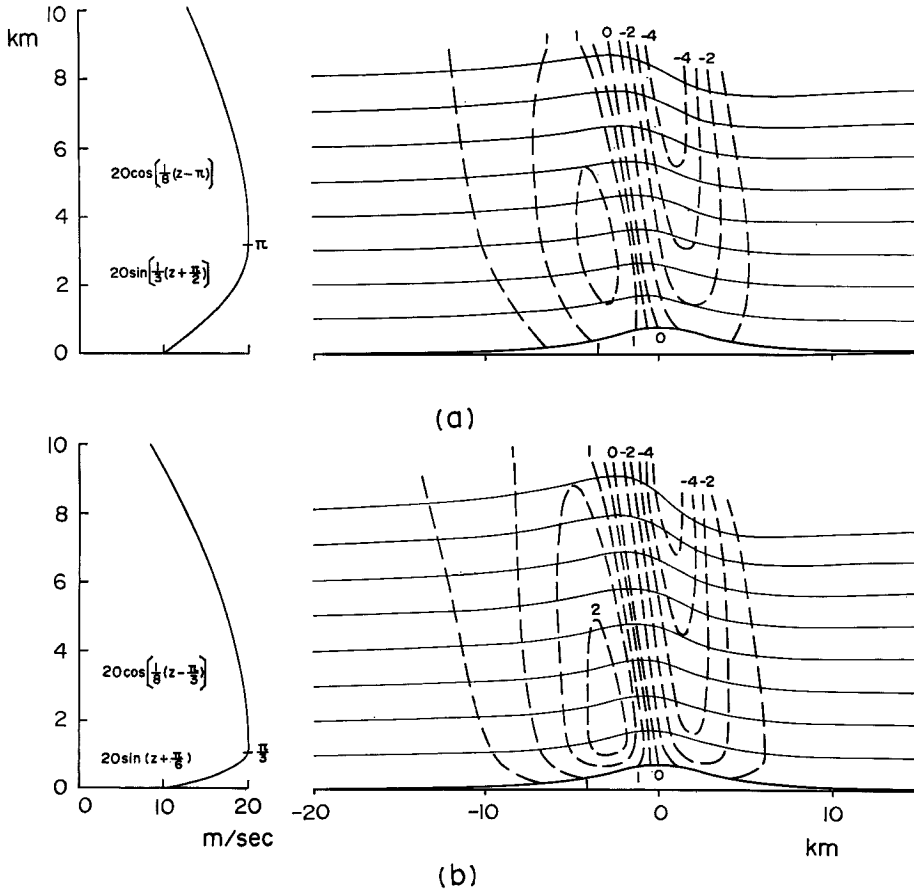
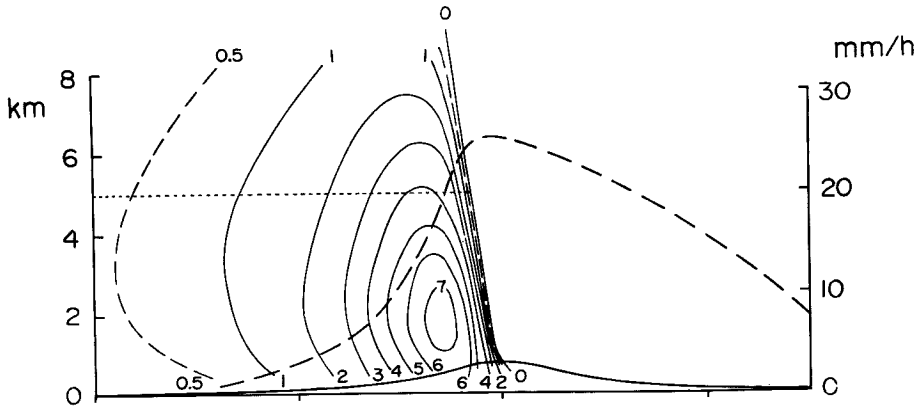
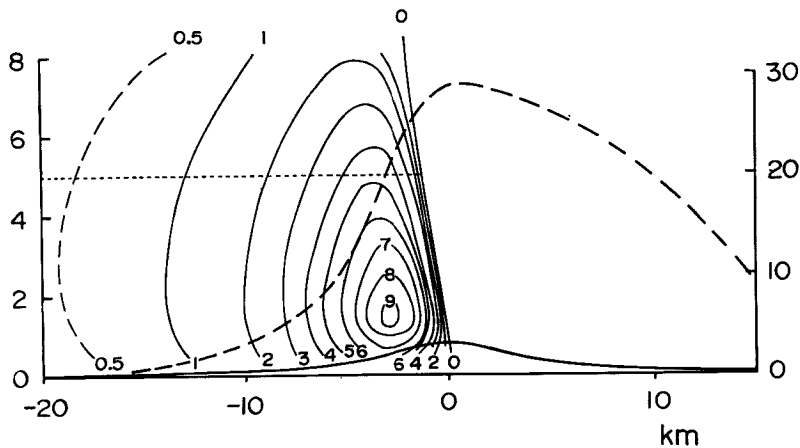


Fig. 9 Same as Fig. 7.

の (a) がその前者, (b) が後者の場合であるが,  $z=0$  の風速は前と同様に  $10 \text{ m/sec}$ ,  $l^2$  の値は風速最大高度より上方ではいずれも  $1/64 \text{ km}^{-2}$  であるが, その下方では (a) の場合が  $1/9 \text{ km}^{-2}$ , (b) が  $1 \text{ km}^{-2}$  である。上昇速度は予想されるように (b) の場合の方が大きく, 最大値の位置が低い。Fig. 10 は凝結量と雨量の分



(a)



(b)

Fig. 10 Same as Fig. 8.

布で, いずれも (b) の場合が大きいが, 雨量は Fig. 8 の場合と同様に風上側よりも風下側でその相異が顕著に現われている。

### 3.3 検 討

雨量が最大となる点の位置なども興味深い問題である。この問題は, 降水粒子の spill over と深く関連しているが, このモデルでは降水粒子は基本流に流されるとしているので, spill over の効果は当然考慮していない。それは, この場合の解の求め方は近似解で,  $x=0$  の付近の精度が特によくないこと, それに先にも述べたように下降流の部分は安定度を中立と考えることができないから流線にかなり問題があること, さらに降水粒子の大きさに関する現実的な知識がないために粒子の軌道を求めることができないからである。

前節で示したように、この地方で下層に強風があるのは、台風が南～西方にある場合で東よりの風となるが、以上の考察は下層ジェット気流についてもそのまま適用できる。

その他、大雨以外の場合も含め、風速が異なる場合、温度が異なる場合など、調べるべきことがあるけれども、ここで一番大きな制約は安定度であろう。これらの問題に関しては、今後の観測や解析によって、より現実的なモデルをつくって説明してゆきたいと思う。

#### 4. 結 語

鈴鹿山脈周辺における3年間の暖候期の雨量その他の観測結果から、特に大雨の際の種々の特徴や問題点を述べた。日雨量が200 mm程度以上の大雨の場合には、少なくとも対流圏下層に東よりの強風があり、大気の状態はほぼ湿潤中立であった。このような時には強雨域が山脈に沿った山岳降雨が顕著にみられ、最大降雨域は南北に延びた山脈の直ぐ西側にある。そして対流圏上層まで風の東成分が大きい程強雨域は西寄りになり、雨量も多くなる傾向がみられた。

次にこのことに関し理論的な考察を試みたが、考察は風向が変わらない場合について、Sarkerの力学的モデルに従った。そして上に述べた上層風の働きについて或る程度の説明ができた。しかしそれらのことについての確証は、なお今後の研究に待たれるところが大きい。

最後にこの研究に際し、防災研究所石原安雄教授より多大の励ましを頂いたことに対し感謝の意を表する次第である。また気象庁、建設省、農林省、三重県四日市土木事務所、滋賀県土山町、野洲川土地改良区、および御在所ロープウェイなどの関係者の方々の御協力に対し深く感謝する。そして観測および計算や図面作整を手伝って頂いた研究室の方々に厚く感謝する。

#### 参 考 文 献

- 1) Nakajima, C. and Y. Gocho: The Rainfall Distribution around the Suzuka Mountains, Annual Report of Hydrological Research in the Area of Lake Biwa, Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 2, 1968, pp. 5-6.
- 2) 中島暢太郎・後町幸雄：豪雨の研究(II)，京都大学防災研究所年報，第13号B，昭45. 3, pp. 17-31.
- 3) 矢野勝正編著：水災害の科学，技報堂，昭46. 3, p. 75.
- 4) Sarker, R. P.: A Dynamical Model of Orographic Rainfall, Monthly Weather Review, Vol. 94, No. 9, 1966, pp. 555-572.