

い貴重な資料である。それと共に 明治 13 年 富士山頂で重力の測定をして地球の平均密度を算定したことが知られている。この時また、前年の 12 年に東京大学の伝語物理学科を出た中村精男、和田雄治の両学士が共に富士山頂で気象観測をしたことは、これまた余りに有名な話で、今さら私が記すまでもないことである。ひょっとすると、これが二宮敬作について富士山の高さを測った二番目の日本人だったか、かりにそうでないとしても、本

格的な高度決定としては最初のものであったことに間違いはないのである。

それから、—— と言う調子で書いてゆくと、これはいつまでもだらだら続いて、一向しめくりがつかない。そこで、ただ富士山の高さを測るということのうちにまた歴史が流れていること、それだけをいってこの稿を終る。

— 1953. 3. 1 —

(現高層気象台)

1953 年 8 月中旬の

静岡県の局的大雨



中 山 章

1. 概 略

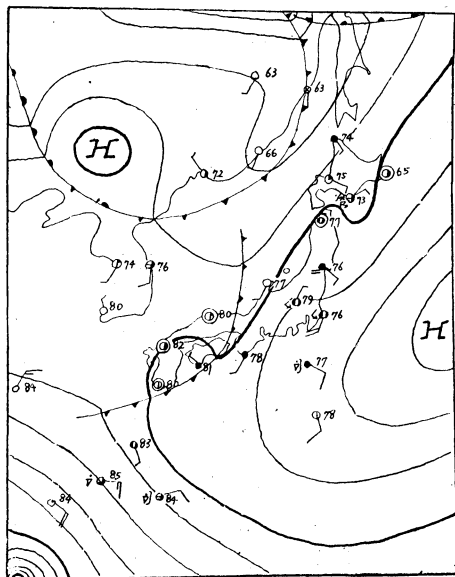
台風第 6 号は 7 日から 8 日にかけて房総半島の南東沖を北北東へ進み、その後につづいた熱低は房総付近で消滅し、本邦は小笠原高気圧におおわれた。10 日夜から 15 日までに多い所では 350 mm 位の大雨が降った。この雨は局所的現象で地上および上層天気図だけでは予報が困難であったので調べて見た。

2. 気象概況

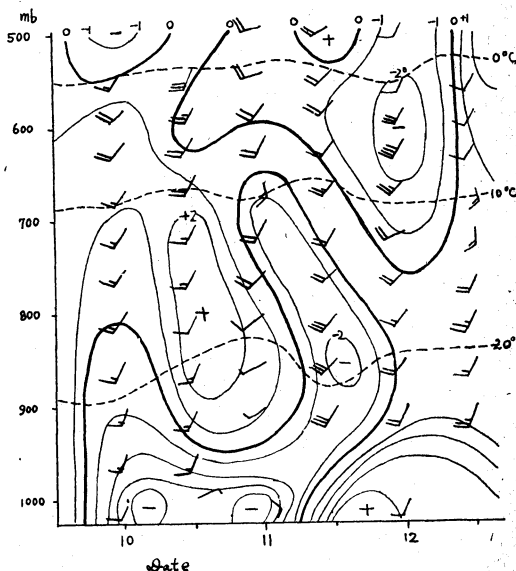
朝鮮方面から東進してきた寒冷前線は 11 日夜には四国地方にある (第 1 図)。その後は不明であるが 700 および 600 mb の前時間との気温差を取って見ると寒気の東進が認められる。しかし多くの場合に認められるよ

第 1 表 館野における 10 日～13 日の垂直速度
(単位は mm)。

高度 日付	mb 850	700	600
10 日 時			
0	+0.3	+0.1	+0.9
~12	-0.4	-0.1	+0.5
11 日 0	-1.0	+0.7	-0.2
~12	-0.6	-0.2	-0.2
12 日 0	-0.7	+0.1	+0.1
~12	-0.6	+0.0	+0.2
13 日 0	-0.8	-0.4	+0.3
~12	-0.7	-0.2	±0.0



第 1 図 1953 年 8 月 11 日 21 時 地上天気図



第 2 図 館野における Time cross section
(1953 年 8 月 10 日—12 日)
(実線は前時間との温度差、点線は等温線を示す)

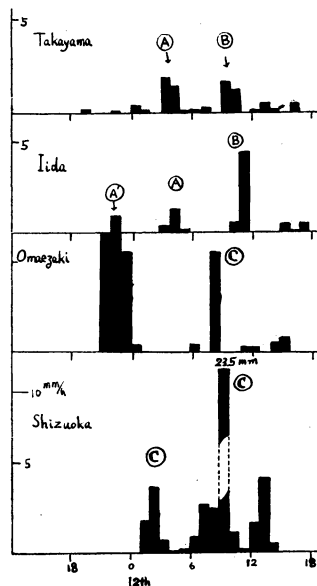
うな風の shift はない。館野の Time cross section (第2図) には 11 日 0 時および 12 時には 700 mb 以下に 12 日 0 時には 700 mb 以上に寒気の侵入が認められるが前時間との差でなければ認められない位弱いものである。まずこの雨が大規模なじょう乱によって起ったものかどうかを知るため館野の垂直速度を第1表に示す。なおこの値は

$$w = (\partial z / \partial t) \theta + v_s (\partial z / \partial s) \theta^{(1)}$$

より求めたものである。この表から分るように垂直速度は 1 cm/sec 以下の値で、この降雨が大規模なじょう乱によるものでない事は知られる。

3. 降雨の状況

中部地方における雨の降り方を見るのに内陸と太平洋岸の代表地点の降雨状況を第3図に示した。図中Aは第1図の寒冷前線に対応したものでありBは内陸における

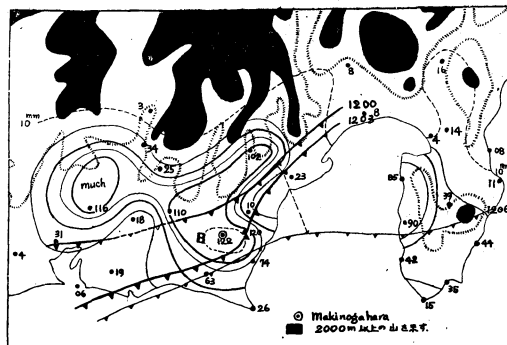


第3図 中部地方の内陸及太平洋岸に於ける毎時降水変化図 (1953年8月11日～12日)

日中の不安定解消によるものである。しかしこれらの地より東にある御前崎、静岡で、それより先に A' および C の雨がある。この中で A' の雨はまだ良く分らないが C はいわゆる第2種地形性降雨⁽²⁾である。本文ではこの C の雨の原因についてのべる。この時の降雨分布と第2種地形性不連続線の位置を第4図に示した。なお中部地方の内陸で雨のあったのは飯田、高田だけである。

4. 大気の安定度と降水量

水蒸気量が一定と考えれば対流不安定度と降水量とは関連がありそうである。この試みは田中氏⁽³⁾も述べている。このような見地から Norman R. Beers⁽⁴⁾の方法による $\dot{c}$ を日求めた。なを $\dot{c}$ は次の式で求めた。



第4図 1953年3月11日～12日(09時)の降雨分布と第2種地形性不連続線の位置

$$\dot{c} = \sum_{\text{Dry Layer}} K \left(\frac{\gamma}{\gamma_a} - 1 \right) \left(1 + \frac{M'}{M} \right) + \sum_{\text{Wet Layer}} K \left[\frac{\gamma}{\gamma_a} \times \left(1 + \frac{M'}{M} \right) - \left(\frac{\gamma_m}{\gamma_a} + \frac{M'}{M} \right) \right]$$

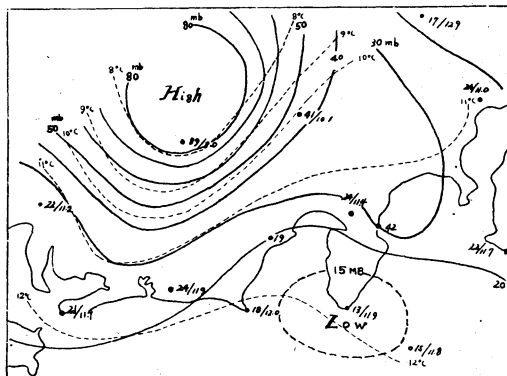
$$\text{ただし } K = R \log p_0 / p_1, \quad \gamma_a \cdot v' \cdot \Delta t$$

ここで $\dot{c} > 0$ は不安定、 $\dot{c} < 0$ は安定である。式中の記号は Handbook of Meteorology と同じ。こうして求めた $\dot{c}$ と降水量とを第2表に掲げる。ここで静岡では

第2表 $\dot{c}$ と降水量の関係

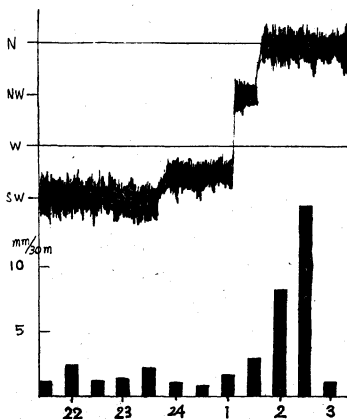
日付	$\dot{c}$		降水量		
	静岡	輪島	御前崎	静岡	浜松
9～12	-35.90	*	—	0.6	—
10～0	-39.62	*	—	—	—
～12	51.78	*	—	—	—
11～0	57.16	-53.61	2.3	0.0	0.1
～12	9.66	-46.30	12.8	8.9	14.3
12～0	-15.62	-42.64	18.6	0.3	2.7
～12	-7.39	-42.12	6.6	48.2	19.0
13～0	-13.04	-58.98	2.7	11.2	1.0

Radiosonde の資料がないので館野の Ascent curve を各高度別に作った上層天気図から静岡の温度を内挿して館野の値を補正し、それを静岡のものとした。それ故この値には中部山岳の影響は入っていない。これを見ると



第5図 凝結高度と地上から上昇した空気が 700 mb 面でもつ温度分布 (1953年8月12日0時)

11 日 12 時頃から安定度は静岡では急にわるく なるが輪島では相変わらず安定度は良い。もともと絶対不安定の大気は存続しないから対流不安定を解消させる trigger action はいつも重要である。第 5 図は凝結高度と地上の空気が上昇したと仮定した時の 700 mb 面で持つ温度分布を示したものである。これによると太平洋岸では凝結高度も低く不安定度も大きいのに較べ内陸では逆になっている。ただ単に不安定になったから大雨があると考えるなら不安定度の最大域と降雨量の最大域と一致すべきところ実際は一致せず第 2 種地形性不連続線と一致している、その実証となる大井川下流の牧原の 30 分間雨量と風向とを第 6 図に示す。これにより雨は収斂線* の北側で多く なることが分る。牧原の風速は



第 6 図 牧原における風向と 30 分間雨量
1953 年 8 月 11~12 日

5 m/s 前後と推定されるが、これと 10 m/sec 前後の暖気が衝突した場合、この北風は暖気を上昇させる。Van Kármán⁽⁵⁾ は暖気が前線に直角に当たると、前線の傾斜角が 60 度位になるといっているが、この場合も暖気と北風とはほとんど直角に近く衝突しているので、この前線の近くでは傾斜角は普通の前線とは遙かに大きいと考えられる。第 4 図の多雨域 B はこれに原因しているためであろう。この初期のじょう乱で暖気がどれだけ上昇するかは計算できないが、仮に 800, 700, 600 mb まで強制上昇せられたとして 500 mb までの $\dot{c}$ を求めると第 3 表で地上の空気が 730 mb 位まで強制上昇させられ

第 3 表 御前崎の空気を各高度迄上昇させた時の $\dot{c}$ (1952 年 8 月 12 日 0 時)

高度	mb	700	600
$\dot{c}$	008		
500mb			
$\Sigma \dot{c}$	-4.64	-1.25	+5.63

ると $\dot{c} > 0$ となって不安定が解消しうる。730 mb という高度は少し高すぎるような気がするが 6 節の影響を考

* 第 2 種地形性不連続線と同じ。

えれば良い。

5. 第 2 種地形性不連続線の形成。

温暖前線が山岳を通過する場合、山の前面に前線が存続し第 2 種地形降雨の原因となる事は分っているがこの例ではかかる気塊の差異は始めからない。浜松の Lapse rate と地上風との関係は第 4 表で大体で $\gamma > 0.5$

第 4 表 浜松に方ける地上風と Lapse rate の関係
N:北分, Sは南分をあらわす
1953 年 8 月 13 日~11 日

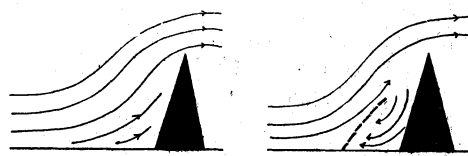
要素	γ (°C/1000)	地上風
日時		
10 日 03 時	3.8	N1.3
6 時	3.3	N 0
9 時	6.5	S3.2
12 時	6.4	S4.0
15 時	6.7	S4.2
18 時	5.7	S1.3
21 時	4.5	S1.3
0 時	3.1	N2.4
3 時	3.0	N3.2
6 時	2.7	N3.8
9 時	4.5	N3.2
12 時	6.0	S2.4
15 時	6.2	S3.8
18 時	5.7	S2.2

°C/100 m は南風, $\gamma > 0.5$ °C/100m で北風になっている。これは次の様に考えられる。Richardson⁽⁶⁾ によれば

$$\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 > g \frac{T_m}{k_m} \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} + F$$

ただし記号は同書と同じ。

乱流の発達には $\partial T / \partial z$ に関係する。乱流が発達すれば運動量の交換が起るから地上風も上層と同じ南風になる。このような事がないと山の前面では循環流が形成される(第 7 図)。この循環流は一般流の風速の大きい程

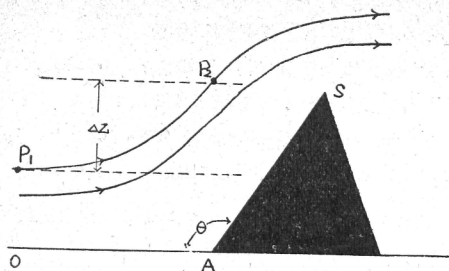


屋間 夜間及昼間の山岳前面に於ける流れの model
第 7 図

顯著である。この例で館野の風速の垂直分布を見ると 10 日には 5 km 附近に強風帯があり SW 15.2 m/sec であるが 11 日には 1 km で SW 15.1 m/sec である。そして $\partial u / \partial z$ は大きく 12 日 0 時には地上と 500 m で 9.4 m/sec である。

6. 山の前面での気柱の不安定化。

以上この雨は第 2 種地形性不連続線によって対流不安定が解消したものである事をのべた。前節では“きっかけ”の重要な事を強調したがそれだけなら第 4 図のように高い山の前面でのみ大雨がなくても良い。第 8 図の



第 8 図

AS の山を気流が越える場合、山の前で P_1 にあった空気素分は山の前では P_2 にきて Δz だけ上昇する。

この場合、気柱の下層が湿っていて上層が乾いていると、下層での温度降下は $-r_m \Delta z'$ 、上層では $-\gamma d \Delta h$

第 5 表 館野の $-(\Delta z - \Delta h)$ である。(ただし Δh は飽和するまでの上昇高度)。すなわち全層が飽和している空気より、山を越える時ずっと不安定になる。18 日 0 時の館野の湿度は第 5 表で地表附近では飽和に近いが 900 mb 以上では乾燥している。

1953 年 8 月 12 日
0 時

高 度	湿 度
1000	94
900	77
850	69
800	65
700	75
600	85

今迄大雨の場合には上層まで水蒸気が多く飽和しているといわれ

ていたが当地方では決してそのようなものばかりでなく、この例のようなものが多い。雨の源になる水蒸気は多く turbulent surface layer から供給されるのであって、これだけで多くの場合大雨を降らせるに必要な充分の水蒸気をもっている。

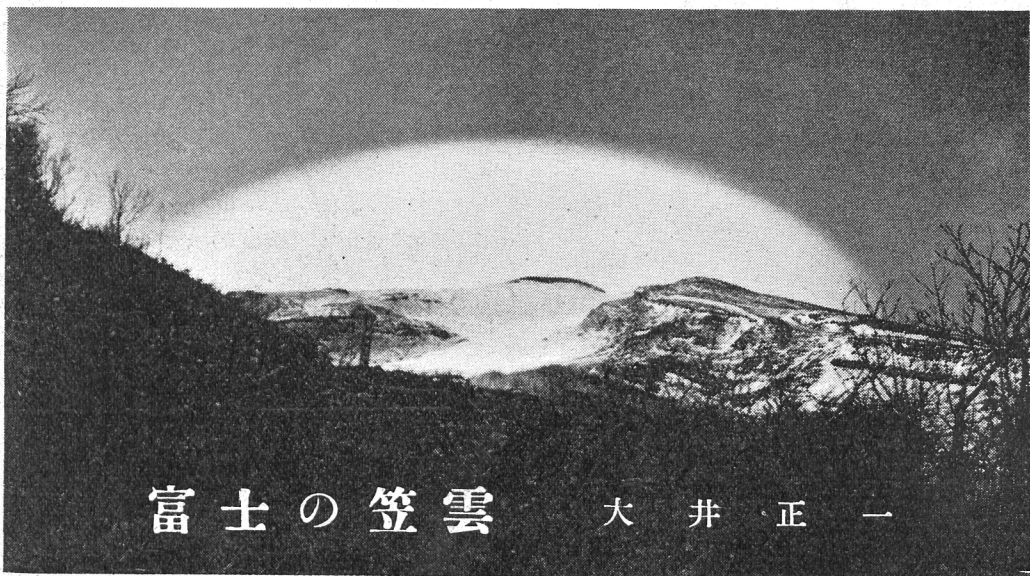
7. 結論.

下層に暖気、上層に寒気の移流が大雨になるという一般的な常識は今度の場合にも成立つ。しかしこの例のような上層の寒気はめずらしくなくしばしばある。にもかかわらず大雨がこの地方のみにあったのは上述の原因に加うるに中部山岳により気層が一層不安定化して、第 2 種地形性不連続線が trigger action となって大雨となったものである。終りに種々御指導、御便宜を賜わった藤田所長および資料を送って下さった気象官署にお礼申上ます。

(静岡測候所)

文 献

- (1) E. Palmen & C.W. Newton: Journ. Met. 8 No. 1. 1951.
- (2) 中山 章: 研究時報, 4, 11 号, 12 号.
- (3) 田中正一: 予報検討資料 (中央気象台) 18 号.
- (4) Handbook of Meteorology.
- (5) Van Kármán T.: Bull. Am. Math. Soc. 46: 8, 615 (1940)
- (6) Brunt: Physical & Dynamical Meteorology.



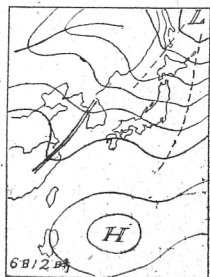
富士の笠雲

大 井 正 一

笠雲それ自身では別に珍しいものではないが、この写真は形の整った点で面白いと思う。撮影者谷とも子氏は 1953 年 12 月 6 日 10 時に吉田口七合目から頂上を見上げて写したのだそうで、表紙の方は表題カットのより 10 分後であるという。一応山の雲のできた時の気象状況を調べて見たので報告する。

6 日 12 時、すなわちこれより 2 時間後の 700 ミリバール (10000 ft) 高天層気図 (第 1 図) を見ると、朝鮮

第 1 図 6 日 12 時 700 mb
(10,000) 天気図



"天 気" 1・2