

集中豪雨を主とした綜観気象・レーダー気象 に関するシンポジウム*

時 昭和35年10月21日 13時30分～17時

場 所 研修所東京教室

話題提供者

- | | |
|---------------------------|--------------|
| 1. シノプティックの天気図から見た集中豪雨の予報 | 気象庁予報部 杉 浦 茂 |
| 2. 広域の立場から見た集中豪雨の問題 | 〃 〃 佐々木良一 |
| 3. レーダー・エコー解析から見た東京の豪雨 | 東京管区気象台 大塚 茂 |
| 4. 台風に伴うレーンバンドと気圧変化 | 気象庁予報部 田中文治 |
| 5. 台風に伴う降雨群 | 気象研究所 渡辺和夫 |
| 6. 集中豪雨の力学 | 東京大学 松野太郎 |

座 長

石原健二

内 容 話題提供は、杉浦が集中豪雨の定義とシノプティック天気図との関連、佐々木がブロードスケールの立場からの特に長波との関連、大塚・田中・渡辺がレーダー解析を主にしたメソ的立場からの関連、松野が集中豪雨の力学に対する一考察について発表をおこなった。各話題提供者の発表概要は以下に紹介する通りである。ただし、松野の話題提供のものは「正野・協力者 1959, 1957年梅雨末期における豪雨の解析, 気象集誌 Vol. 37, No. 4 p. 128」と同内容であるので省略する。

(石原 記)

1. シノプティクスケールの天気図から見た集中豪雨の予報

杉 浦 茂**

1. 序

近年、全国予報検討会で集中豪雨の予報の問題が取上げられて検討され、個々の豪雨についてのテクニックが提出されて、或る程度の予報が可能になってきた。また、今年からファクシミリの受信機が全国に設置され、シノプティックなパターンについての解釈の仕方が重要な意味を持つようになってきた。偶々11月に集中豪雨に関するシンポジウムが開かれ、資料を調査する機会が得られたので、以下シノプティクスケールの天気図を基として、綜括的な考えから集中豪雨の予報が可能かどうか、また、可能な一方法についての私見を記すことにした。

2. 集中豪雨の定義

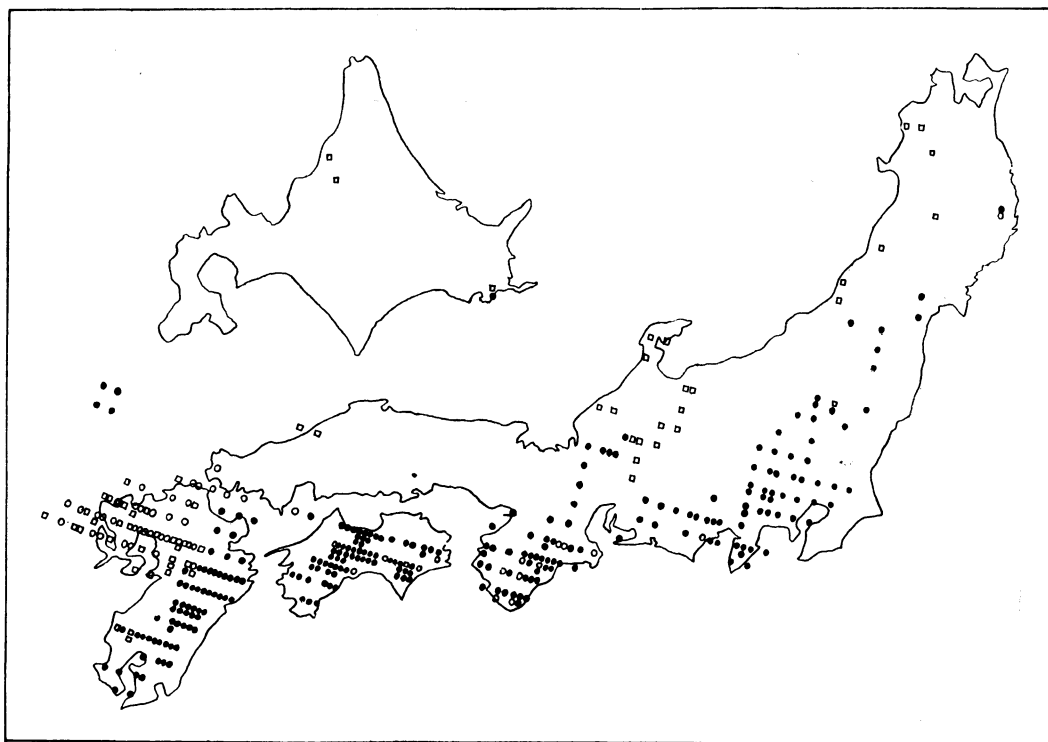
* Symposium on Synoptic and Radar Echo Analysis of Heavy Rain.

** Shigeru Sugiura, 気象庁予報課

*** 昭和33年7月1日付の朝日夕刊, 見出しは同24日の輪島の豪雨(有賀調)

集中豪雨の言葉が使われ出したのは、諫早の大雨の後の昭和33年頃***からではないかと思われる。始めてジャーナリズムがこの言葉を使った時にはその表現のうまさに一驚した。しかし気象庁内でも使われ一般でもしばしば使われるようになってからはかえってその意味が漠然としてきた感じがする。もともとの意味は、野球などで使われる集中攻撃からの転用語であって、時間、空間的に集中して被害を与える時に使われたものと思われる。我々が集中豪雨を扱う場合には、もしそれを総合的に扱う場合には少くとも集中豪雨を量的に扱う必要があると思われるので、以下の調査にあたっては、私なりに一応集中豪雨の定義を与えた。即ち1/4度(25軒)平方に1日に200mm以上の面積雨量があった時、集中豪雨の単位を1とした。この理由については理論的な意味はなく、被害が急激に増すと思われる値であって、しかも調査の手数がかからないという便宜的なものである。

3. 本邦に於ける集中豪雨の分布



第1図 昭和30年から昭和33年に至る4ケ年の集中豪雨の分布
 ● 台風によるもの ○ 低気圧によるもの □ 前線によるもの

大雨予想資料(気象庁刊)から、昭和30年から昭和33年の4ケ年の本邦の集中豪雨の分布を原因別(台風, 低気圧, 前線)に示したのが第1図である。また月別, 地域別頻度を第1, 第2表に示した。全般的な特徴としては, 原因としては台風が最も多く, 地域別では西へゆくほど多くなっている。また全体の分布を見ると, 台風によるものは表日本で, 低気圧, 前線によるものは裏日本と

第2表

地域	原因	台風	低気圧, 前線	計
九州		69	66	135
四国		70	6	76
近畿		44	8	52
中部		33	16	49
関東		35	1	36
中国		0	6	6
奥羽		5	8	13
北海道		1	3	4

第1表

原因	台風	低気圧, 前線	計
4月		32	32
5月			0
6月	10	9	19
7月	10	43	53
8月	79	20	99
9月	147	1	148
10月	7	12	19
12月		1	1
計	253	118	371

わり合いははっきりした区別が示されている。また九州では, この期間でははっきり北東から南西にのびる境界によって分離されている。またこれから推察されることは, 本邦の中央を横断する背稜山脈が分布を左右する主要原因であるということである。

4. 集中豪雨とシノプティックパターンとの関係

台風による集中豪雨(台風の襲来前の前線による大雨もここでは台風の中に含めた)の解析は, 台風自身のパ

第3表 豪雨と各種シノプテックパターンとの関係

年月日	地域	単位	原因	700mb Td	850mb Jet	300mb 象限	500mb Trough	Cold core	Dry air	SW monsoon	死者行 方不明	罹災者
1955. 5. 15~16	九州, 四 国, 中国	32	F. L	5	40	3	120. 前		○		95	15,427
6. 18	九州	3	F. L	12			115. 間	○	○	×	9	736
6. 25	奥羽	2	L. F	9	60	3	120. 間		○	SE	13	37,167
7. 1	北海道	1	F. L	7	55	1	120. 間			×	44	37,195
7. 6~8	九州	3	F. L	10	35	3	130. 前		×	×	5	11,960
8. 17	北海道	1	F. L	7			150. 後	×			11	17,882
1956. 8. 27	九州	8	F. L	6	25	3	120. 前	×	×	×	3	
10. 30	中国	8	L. F								72	3,785
1957. 6. 5	九州	1	L. F	8	40	3	115. 間	○	○	×	4	23
7. 4	九州	3	F	7	50	1	120. 前	○		SE	17	9,254
7. 7~4	北陸	2	L. F	8	60		120. 前	×	○	SE	5	8,497
7. 25~27	九州	18	L. F	6	30	3	135. 中	○	×	×	992	164,817
8. 6~7	北陸, 関 東, 中部	3	F	8			120. 中		○	SE	2	22,128
1958. 6. 29~30	九州, 四 国	3	F	7	45	3	125. 前	○	○	SE		
7. 25	北陸	12	F	6	35	3	130. 前		×	×	30	47,446
8. 11	奥羽	3	F	6			125. 前	○	×	SE		
8. 13	九州	4	F. L	6	20		125. 前	○	○	SE		
10. 17~18	四国, 近畿	4	L	4	30		125. 150. 中			×		
12. 26	奥羽	1	L									

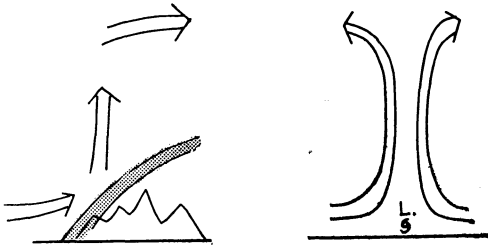
注 表中の前, 間, 後, 中はそれぞれ豪雨のあった地域が気圧の谷の経度を示した数字の前面, 中間, 後面, 付近あったことを示す。なをFはFront, LはLowを意味する。

ターンが強くなって来るため一応調査の対象から除き、低気圧と前線のみによる豪雨とシノプテックな各種のパターンとの関係を調べてみた。これを第3表に示す。ここで取上げた要素は一般的に考えられている要素だけで、豪雨を見出す手掛りとしてどの程度重要であるかということ調べてみた。但し、安定度に関しては始めから絶対に必要な要素として比較しなかった。この表であつた各要素は豪雨の最盛期(時間雨量の最大時)から12乃至24時間前のものである。この表から得られた結果は露点、いかえれば湿舌と気圧の谷との関係が最も注目すべき要素であるということであろうと思われる。これから推論すれば、豪雨は、その機構とむすびついた要素とのみ関連しているため、その機構の把握が第1の条件であり、シノプテックスケールの天気図からどの程度、その機構がつかめるかということではなかるうか。なおこの表で示した簡略語について説明すれば、700mbのTdは湿舌の一つの指標として最適と思われるのでとりあげ、850mb Jetは850mbの豪雨の附近の最大風速をもつて一般的にいわれるLower jetの目安とした。300mb象限はビヤークネスの上層の発散の場所を示し、1は上層の発散を表す。500mb troughは一番深

い谷の北緯30~40度を切る経度と豪雨発生との関係を示し、Cold core と dry air は本邦付近の極東地域の存在の有無を○, ×で示した。SW monsoon はベンガル湾方面からの wet air の侵入の有無を示し、SE と書いてあるのは支那大陸に wet air があってもその原因が赤道天気図から SE monsoon ではないかと思われるものを示す。

5. 豪雨の機構

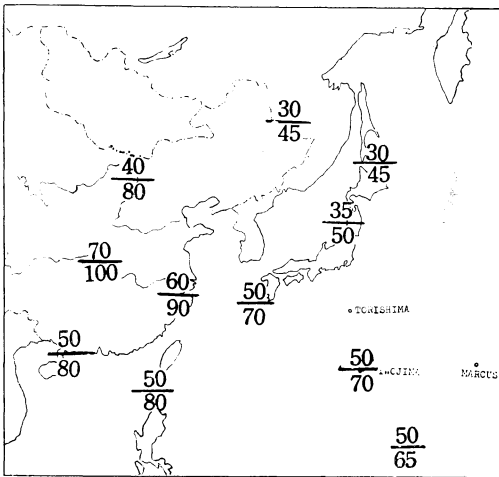
1日に200mbの豪雨を降らすのに必要な上昇気流の速度を計算してみると大体1m/sec位になる。普通の低気圧の場合に中心付近の最強時で毎時10mm前後で1日の量としては30~50mm位であるので上昇気流の速度は平均して大体10~20m/secと考えてよい。1日に200mmの豪雨が特定の個所に降るには台風来襲時の台風中心付近や地形上昇による雨を除けば、平均1m/secの上昇気流が必要のため気層が対流不安定でなければならない。次に対流不安定を解消する、前線、地形、下層の収斂がなければならない。次にこの上昇気流を維持するための水蒸気の補給と上層の発散がなければならないと考えられる。これを簡単に図示すれば第2図のように二つのケースが考えられる。



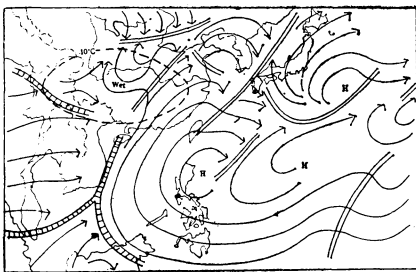
第2図

6. 豪雨の機構とシノプティクスケールの天気パターンとの関係

上記の関係を調べるため昭和33年6月29~30日の九州、四国の豪雨の状況を調べてみた。第3図に当時の平均の可降水量と最大可降水量を示す。支那大陸の中部に可降水量の最大があり日本付近では最大可降水量もその値より低くなっている。これは、もしこの場が定常的なものであれば、大陸の空気が日本付近へ移流することに

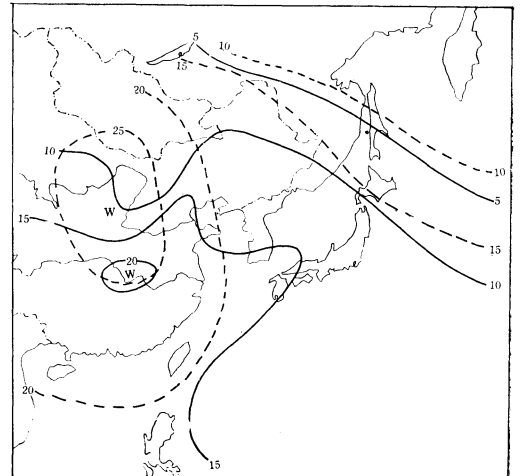


第3図 昭和33年6月26~30日平均の可降水量と最大可降水量との比 (g/kg)



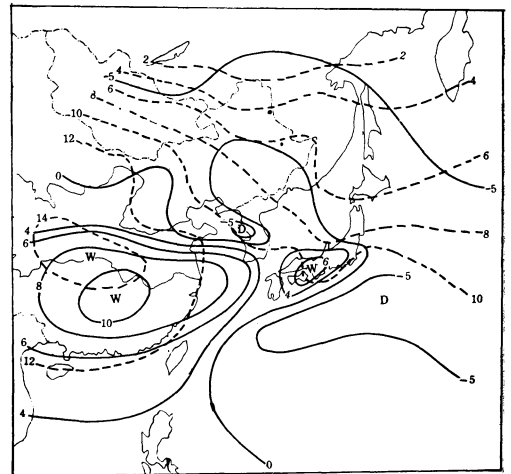
第4図 昭和33年6月25日21時の700mb赤道天気図。
 ■■■■■は ITC, ———はトラフ - - - - は Td

よつてのみでも大雨の可能性がうかがわれる。第4図は、その中の始めの日の水蒸気分布を赤道天気図で示した。10°C以上の露点温度は大陸に蓄積されている。またこの間の850mbの状況を見ると第5図に示すように wet の中心は華中において、その先端は舌状に九州付



第5図 昭和33年6月26日~30日平均の700mbの T (破線) と Td (実線)

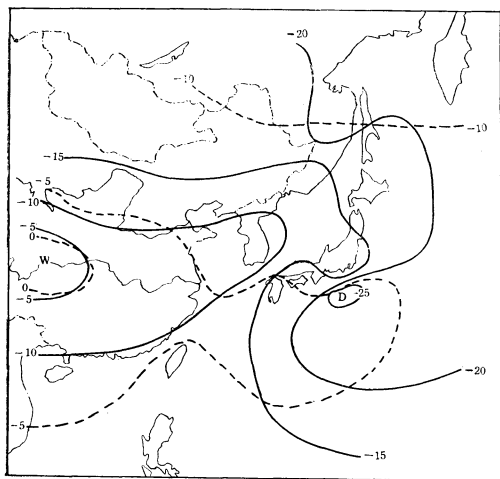
近に伸びている。次に第6図の700mbの状況を見ると wet は中心が華中であり、温舌は本邦にのび、分離して近畿地方付近に別の中心が出来ている。本邦南海上と黄海北部は相対的に非常に乾いている。気温がそれほど周囲との差のないところを見ると強い沈降現象があったことを意味しているように思われる。次に第7図に示す



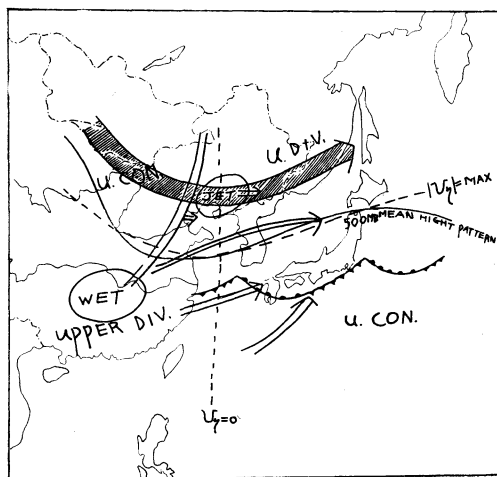
第6図 昭和33年6月26日~30日平均の700mbの T (破線) と Td (実線)

同期間の 500mb の状況を見ると暖気は華中から本邦南海上にのびており、湿舌は華中から朝鮮、日本海の方にのびている。第8図に Showalter 安定度(一は不安定)を示す図を示した。この図では不安定な域は中心は華北からやや南にかたより、舌状に本邦に伸びている。同期間の 500mb 平均パターンはトラフが110度乃至120度付近にあつて、リッジは本邦の東海上にあった。

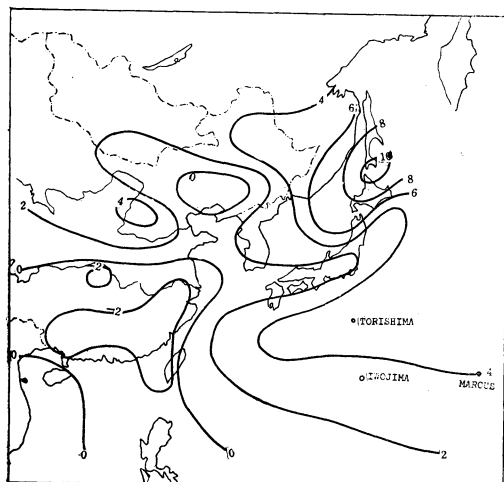
滞し、上層の発散場は支那大陸と、本州北方にあつて、そのような平均の場は、支那大陸に水蒸気を蓄積する。大陸では、上層が高温のため、かなりの水蒸気が蓄積される。また平均の上層の気圧場によってトラフが東進し、平均の場によつても多少は wet が東進はするが、トラフのしっほではかなりの強い wet の移流が行なわれるものと思われる。またそのトラフは強く上昇、下降



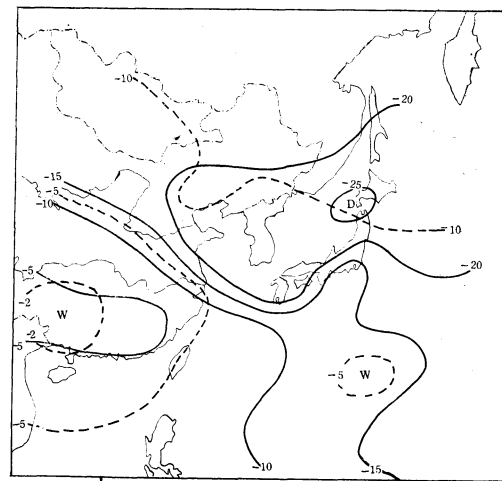
第7図 昭和33年6月26日~30日平均の500mbのT(破線)とTd(実線)



第9図



第8図 昭和33年6月26~日30日平均 stability index (本庁使用のもの)



第10図 昭和32年6月26日~30日平均の500mbのT(破線)とTd(実線)

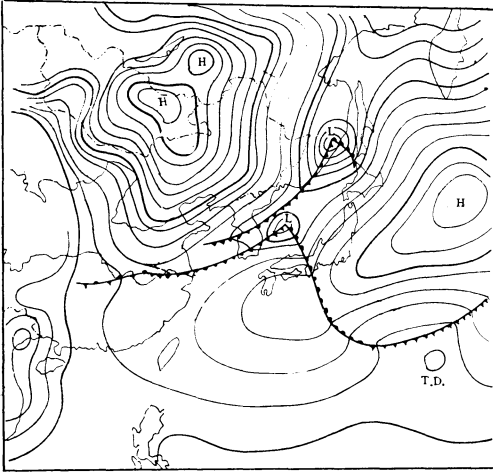
以上の結果から、シノプティクスケールの天気図から豪雨の機構を次の様に推論した。即ち、基本的な形として、華中から満州地方にのびる平均の谷があつて、jet が北緯40度付近を東西に走り、polar front は本邦に停

気流をともなつて安定度の変化を起す。またトラフの位置によつて湿舌の本邦へ入ってくる道がかわる。また、トラフの通過にさいしては、前のトラフの通過によつて(比較的高い層に強くあらわれ前面に強い暖気を伴い後面に相対的な寒気を伴う)本邦付近の上層は寒気とな

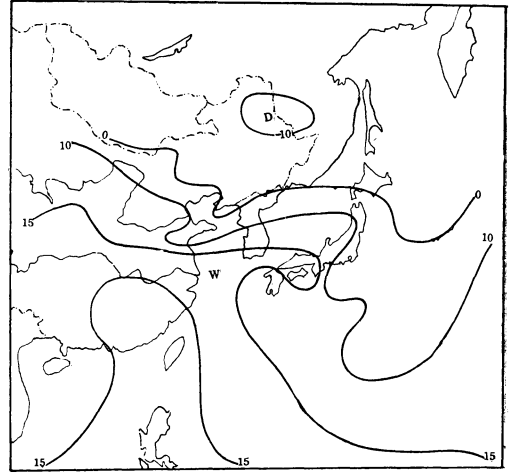
り、次のトラフで、前のトラフで引き出されそこなった大陸の wet が強く引き出され、また比較的下層の方からの強い暖気移流が行われて、本邦は非常に対流不安定な状態となる。最も不安定な場所は中層（700mb付近）の湿舌の位置と大体一致し、その不安定な大気が、前線或は本邦の山脈または、沿岸の作用による上昇気流によって対流を起す。またその対流は上層の発散場と対応し

もその変形として基本的な考えの中の要素が変形されて本質的に同じものである場合もある。例えば、本邦の東に強い谷があって、北陸で発生する豪雨も、湿舌は西からのびてきており、大気は不安定である。これを要約して第9図に示した。

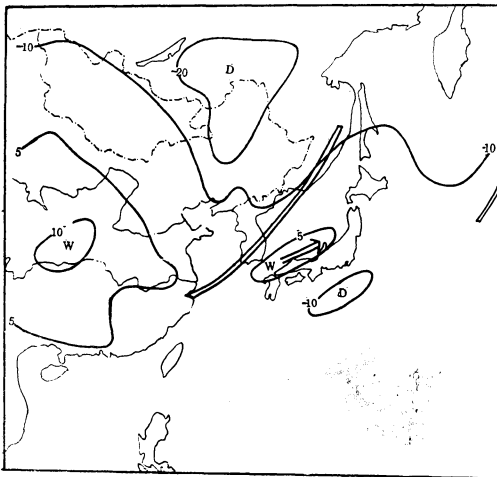
次に補足する意味で、台風による大雨の発生した昭和32年6月26日から30日の500mbの平均のTとTdの分



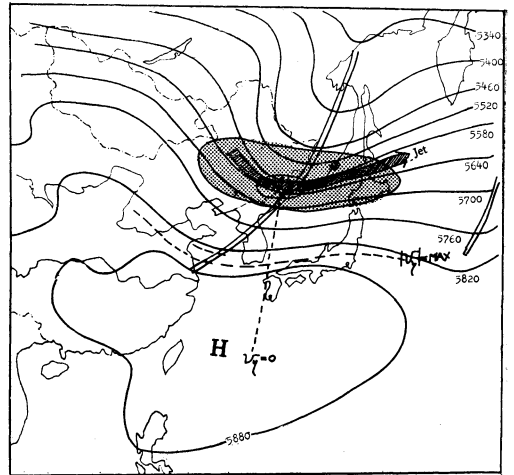
第11図 昭和35年9月27日9時地上天気図



第13図 昭和35年9月27日 850mb Td



第12図 昭和35年9月27日 700mb Td

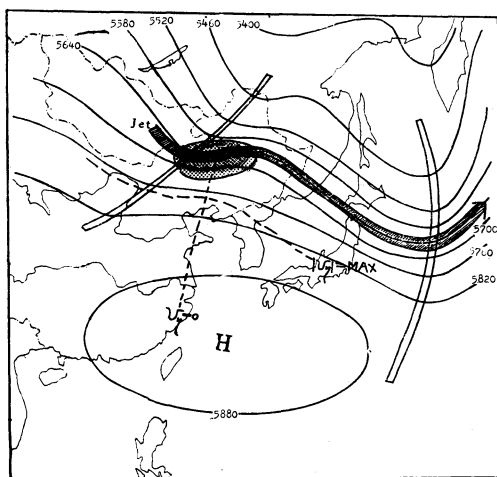


第14図 昭和35年9月27日 500mb 天気図

- 500mb 80ノット以上
- 300mb 100ノット以上

た場合に継続する。よって起る豪雨の規模は、これらのパターンの規模、なかんずく湿舌の大きさ、広がり規模に比例すると考えられる。これらのパターンは更に小スケールの現象や経験によって地域を限定し得るほどのものであると思われる。以上が基本的な考えで、例えば平均のトラフが他の地域にあって、他の要素が変って

て布を第10図に示した。wet は本邦の南にのびており、著しい dry が日本海にある。気圧場の状況のちがいでよって、大陸の Wet 程ではないにしても他の場所にも蓄積する場合も考えられ、東日本に於ける南東風系の大



第15図 昭和35年9月26日 500mb 天気図
● 500mb 80ノット以上

も考えられる。

7. 豪雨予報の一例

昭和35年9月27日9時の1連の天気図と26日9時の500mbの天気図を第11, 12, 13, 14, 15図に示す。27日9時の実況から11時に秋田県北西部山沿いを中心とし、北陸、北海道を含めて、100ミリオーダーの豪雨の予想を行った。同日15時秋田気象台の前3時間雨量21ミリを確認して指示報を作成した。翌日9時秋田県内の雨量観測所で24時間雨量107ミリのアメ電報を受取った。地上の気圧配置は日本海北部の低気圧が発達して北東に

去った。なお本庁のShowalter indexは27日9時に米子と輪島で0付近の値であった。以上は高層当番常番中に偶々発生した一断面であって、作業の当否に関する批判は別として敢てここに提出した。

参考文献

- J. Bjerknes, 1951: Extratropical Cyclone. Compendium Meteor. p. 577-598.
 杉浦茂, 1955: 梅雨期の豪雨の一予報法, 研究時報 7, 11, 31-39.
 石原健二, 野口敏正, 杉浦茂, 藤原滋水, 福井篤, 畑賢秀, 堀清, 1957: Small Scale の雨量予報, 研究時報, 9, 9, 1-18.
 Mohri, K. 1953: On the fields of wind and temperature over Japan and adjacent waters during winter of 1950-1951. Tellus, 5, 340-358.
 佐々木良一, 1958: 狩野川大雨の解析, 台風第22号速報.
 Mohri, K. 1959: Jet Streams and Upper Fronts in the General Circulation and their Characteristics over the Far East. Geophysical Magazine Vol. 29, No. 1, Nov. 1958 and Vol. 29 No. 3, Aug. 1959.
 昭和34年度全国予報技術検討会, 1959, 集中豪雨の予報検討, 本庁及各管区旧各地方, 各海洋気象台.
 T. Murakami, 1959: The General Circulation and Water Vapour Balance over the Far East during the Rainy season Geophysical Magazine. Vol. 29, No. 2.

2. 広域の立場からみた集中豪雨の問題

佐々木良一*

1. はしがき

集中豪雨は現象のスケールが小さいのでややもすると大スケールの立場との関連性が見落されがちである。しかし豪雨時の上層パターンにみられる定型性および特別大きな上層発散などをみれば、台風によるものを除いておおそ大スケールの機構およびその変動に有意義な関係があるものと考えられる。一般に豪雨を形成する要素は、①上層発散、または下層収束(ローアー・ジェット

を伴う場合が多い)。②かなり厚みを持った湿潤層、いわゆる湿舌(垂直的には対流不安定)。などが集約的にはあげられるが、②については大スケールの立場では問題にならないので、主として①について論ずることにする。

2. 集中豪雨の総観的特長

この現象が発生している時の総観的特長は一般に地上解析では判別しにくく、この不明確さが特長そのものでもある。しかし最近のメソ解析によれば、不明瞭な極前

* Ryoichi Sasaki, 気象庁予報課

線の近傍に強い一次の不連続を伴ういわゆる不安定線の存在が判明した。しかしこの不安定線も大雨に伴う副次的現象で、その発生・消滅・移動については不確定な部分が多いため予報の鍵としては不十分である。

しかし大雨時の上層流には明確に特長のある循環型が見うけられる。即ち大雨地域の付近には大体長波の谷があり、この谷は切離低気圧を伴う場合が多いようである。またこの場合 850mb 面付近の下層では地表面では殆んどみられない強いソレノイド場のあるのが普通である。

3. 長波の谷と豪雨

現業では長波を識別するのに色々面倒な問題があるが、500mb 半月天気図に現われる波数3~6の波を長波として受けとるのが便利なようである。一般に長波は Rossby's wave としてしられ、次式に示される特長を内包している。

$$C = U - \beta \left(\frac{L}{2\pi} \right)^2 \dots\dots\dots (1)$$

実際に当って偏西風速 U をどのようにとるかは問題のあるところであるが、ここでは 40°N と 60°N の高度差の平均を地衡風に換算し、これを 50°N における平均偏西風速 (\bar{U}) として使用する。この量はいわゆるゾーナル・インデックスに相当するもので現業的には便利な量である。

さて、(1)式によると U の増減によって長波の進行速度が変化するが、波長 L によっても変化する。経験によると、 U と L との間にはある関係があり、 U が大きい時には L が大きく(冬)、 U が小さい時には L が小さい(夏)。これは平均状態についてのことであり、個々の現象については複雑で、その変化の過程として長波の逆行や東進があり、これに伴って波長が短くなっ

たり、長くなったりする。長波が停滞している時はその流れは平衡状態にあるが、移動する時にはその前面に発散を後面に収束を伴う。従って下層ではそれを補償しようとするそれぞれ収束と発散が強制されるので、長波の移動ということが豪雨の一条件と考えられる。

4. この立場で豪雨予報すること

前述した如く長波の動きは \bar{U} の変動に伴って生ずる。 \bar{U} の変動は運動量の南北交換に伴って起る現象であり、この予報は現在のところ非常に困難である。しかしこの \bar{U} の変動が豪雨と関連のあることは、現象的にインデックスが高極から低極に向う途中または低極から高極に向う途中で豪雨があるという経験とも一致するので、重視しなければならない。つまりこの立場での豪雨予報は \bar{U} の予想で置きかえうるといえそうである。

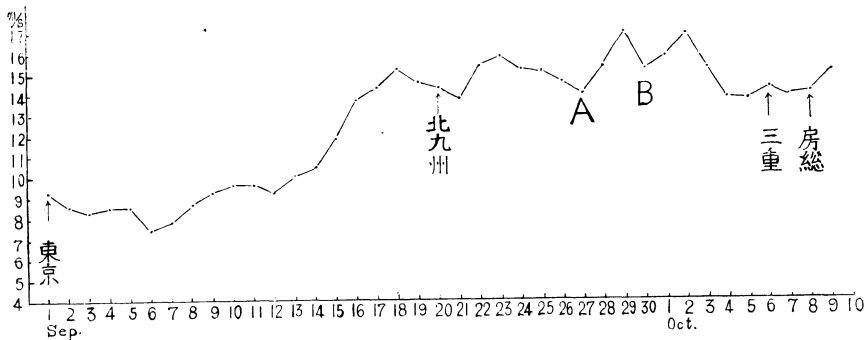
この予想困難な \bar{U} の変化を、現業的には次の諸点に注目してその端緒を掴んでいる。

- ① アンカー・トラフの流れが平衡を失い、南北方向の等高線の波動の振巾が縮小して谷の軸の南縁付近で風が強くなり出したら \bar{U} は増大する。
- ② 半月天気図上で高度の正変化が高緯度集まるようなら \bar{U} は減少、負変化が集まるようなら \bar{U} は増大。
- ③ 谷の軸が北東から南西に向う場合、その谷の付近では \bar{U} は増大、逆向きの場合は \bar{U} は減少。

また、現業として使い得る観点は色々あるだろうけれども、まずまずこのような準備をすれば、この立場での豪雨予報の目安はえられたものといえよう。

5. 1960年9月および10月上旬にあつた豪雨

この期間、日雨量 100mm 以上の豪雨は次の3例であった。



第1図 90°E~180°E, 40°N~60°N の平均東西示数 (m/s)。矢印はほぼ 100mm の大雨が付記の場所であったことを示す。A, Bは相対的に低示数であったけれども大雨のなかった事を示す。

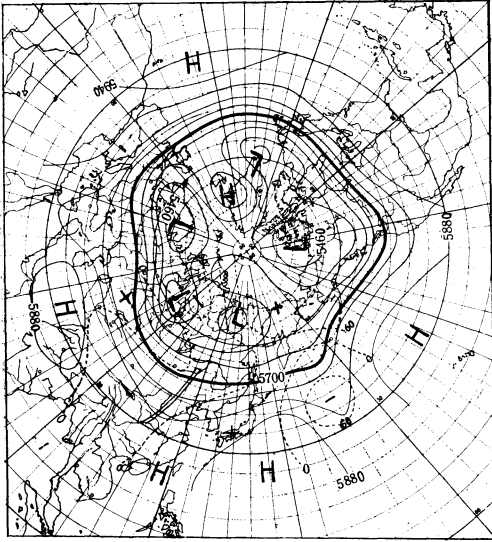
- (A)* 9月1日 東京付近 前線
- (B) 9月20日 北九州 前線
- (C) 10月6~7日 三重県 前線
10月7~8日 房総・豆南 低気圧

500mb 半月天気図および平均東西示数の観点からみればこれら3例の中にはかなり明りような特長があり、

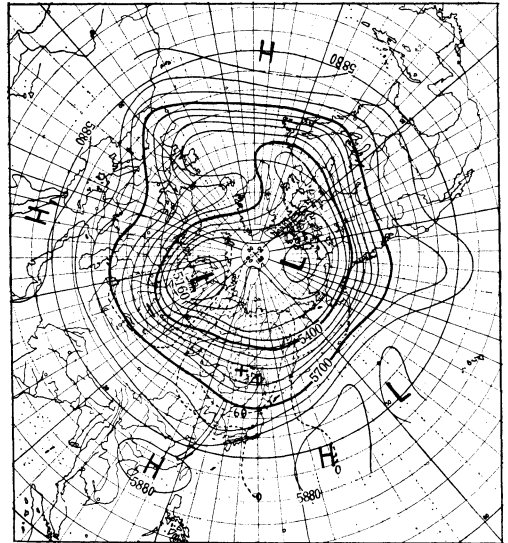
且共通性も見受けられる。第1図、第2図(a~c)はこれを示す。

(A) 第1図によると(A)例は東西示数の比較的大きな週期の変動が高極から低極へ向う途中で発生しており、大規模な流れの場もこの特長を示している〔第2図(a)〕。

即ち、正高化域が高緯度に集中し、太平洋および大西洋からそれぞれ北にのびるリッジが極を通じて結合している。このような循環のもとで長波の谷が大陸からゆっくり東邦西方に接近していたが、これより速く移動する短波のリッジがこの谷を追い越した時に、この長波は逆行を示し、この時に(A)例は発生している。



第2図 (a) 500mb 5日平均図, Aug. 29~Sept. 2, 1960. 実線は等高線を点線は前半旬との高度差を示す。

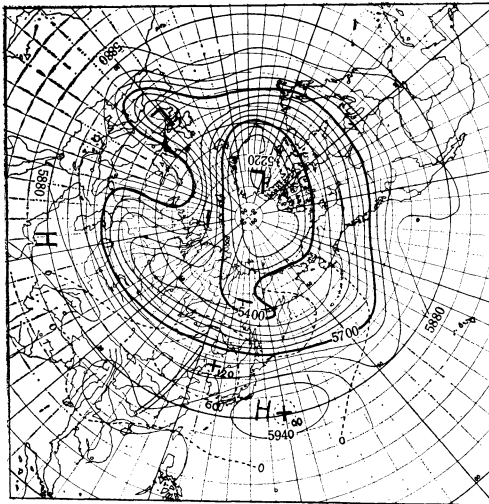


第2図 (c) 500mb 5日平均図, Oct. 3~7, 1960.

(B) これは(A)例と異なり、大週期の東西示数の高示数状態で発生している。大規模な流れは極付近に低気圧があり、概ねこの特長を暗示している型である。しかし半月天気図〔第2図(b)〕によると、(A)と同様に短波のリッジが東邦西方の長波の谷を追い越した時にその谷が逆行し、(B)が発生している。

(C) これは(B)例とほぼ同じような経過のもとに発生しているが、大週期の東西示数がそろそろ低示数に向う傾向がみられる点でやや異なる。

以上3例はいずれも比較的高緯度を東進する短波が本邦付近の \bar{U} に変化を与え、それが長波の逆行を誘発し、豪雨の発生と結びつくというほとんど類似の過程を示している。しかし、この場合長波の谷は大雨域より遠ざか



第2図 (b) 500mb 5日平均図, Sep. 16~20, 1960.

* この場合は日雨量が100mmに達しなかつたけれども東京で80数mmを記録し、大規模な雷雨を伴った。

る方向に進んでいるので、この経過は期待されるような下層の強制収束を説明することはできない。そこでさらに発散の計算と解析の補充によって調査した所、一旦西進した長波がその後急速に東進した形跡のあることがわかった(後報)。いづれにしても、おおむね似たような過程をへた大規模な流れの変動に伴って大雨地域がかくの如くかけ離れるのでは、この立場で大雨地域を予想するという問題はまず不可能といわざるを得ない。しかしながら複雑多岐な日々の天気図解析からはうかがうことのできない美しい類似性がこれら数例の中に現われたということは、これら集中豪雨の予報をしようという者にとって見逃せない要点であろう。

6. むすび

東西示数のみの観点からすれば、第1図のA点、B点でも豪雨現象が対応しないかという疑問が当然起るが、この場合はいづれも本邦付近の長波の谷が本邦の東方にあり、前者とは大きな流れの型がちがっていた。この事実は長波の谷の位置そのものがこの種の予想の目安にもなりうることを暗示している。

とにかく、豪雨予報という設問は面倒な問題が多く、ここでは総観的な一方法を示したに過ぎない。終りに、この論文作成に当り、終始ご指導及びご批判をいただいた毛利博士、石原予報官、および作図に協力された藤井幸雄予報官に厚く感謝します。

3. レーダー・エコー解析から見た東京の豪雨

大塚 茂*

レーダーで観測した東京の豪雨として3例をそれぞれ特長があるとして取上げた。

例1は昭和33年9月26日狩野川台風来襲直前停滞前線により時間雨量で15時に50.8mm, 18時に68.5mmを観測した。総降水量は42時間で403.5mmに達した。台風は伊豆半島を21時、東京を27日1時頃通過している。

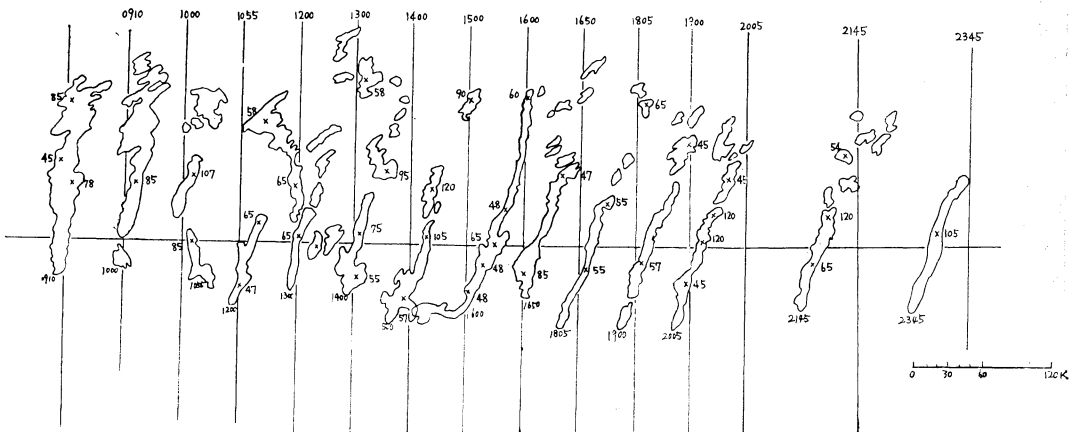
例2は台風6011号が四国より近畿地方を通過し日本海に抜けた昭和35年8月11日に東京の西約30km付近にある立川で極く狭い範囲に集中豪雨があり当日立川で240mm

の降水量を観測したが東京の降水量は5mm程であった。

例3は昭和35年9月1日東京に来襲した激しい落雷を伴った雷雨により夕刻2時間で82.5mmの降水があった。

東京の豪雨については昭和の初め頃西村伝三氏が気象集誌に発表している。東京附近の平地性豪雨の重要な原因として山脈による第二種の地形性不連続線を挙げています。又多くの天気図と共に実例が掲げてある。今回此処で取り上げた例1,2は気圧パターンが大変似ている。

次に問題となる点を挙げる。

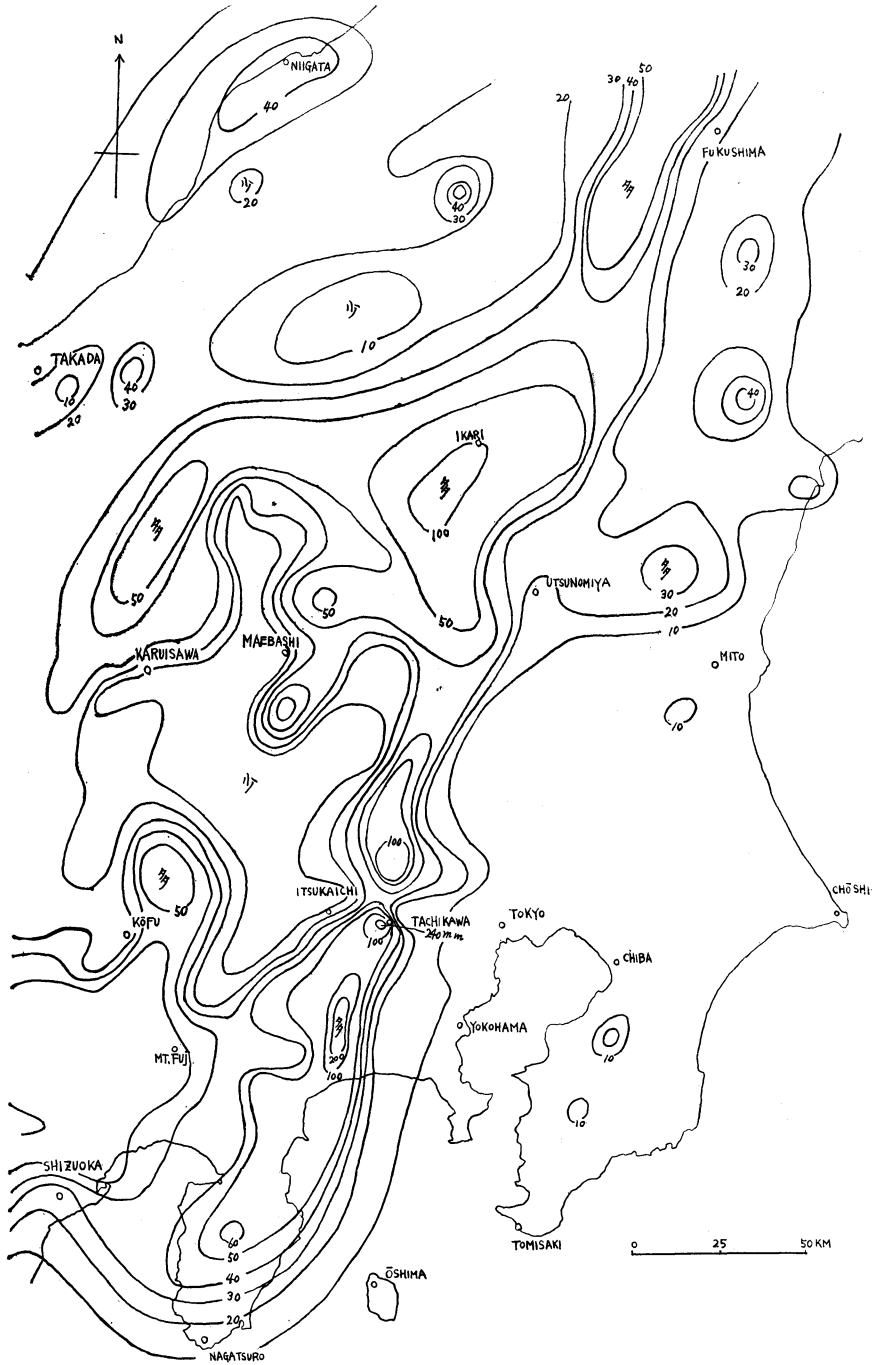


第1図 11th Aug. 1960. 立川集中豪雨時におけるレーダー・エコーの移動図
 原点は東京レーダー設置点、縦軸は時刻及び南北、横軸は東西を表わす。

* Shigeru Ôtsuka, 東京官区気象台技術課

例1では地上の停滞前線に平行に約60kmの中対流性エコーが並んでおり非常に上昇気流の強いことがわかる。それより北側は地雨性エコーが出ている。東京は早

朝より夜半まで北寄の風10m/sec内外吹いていた。強い雨の降った時には带状エコーが前線と交わって移動した時にあっている²⁾。地上の温度変化は少なくこの前



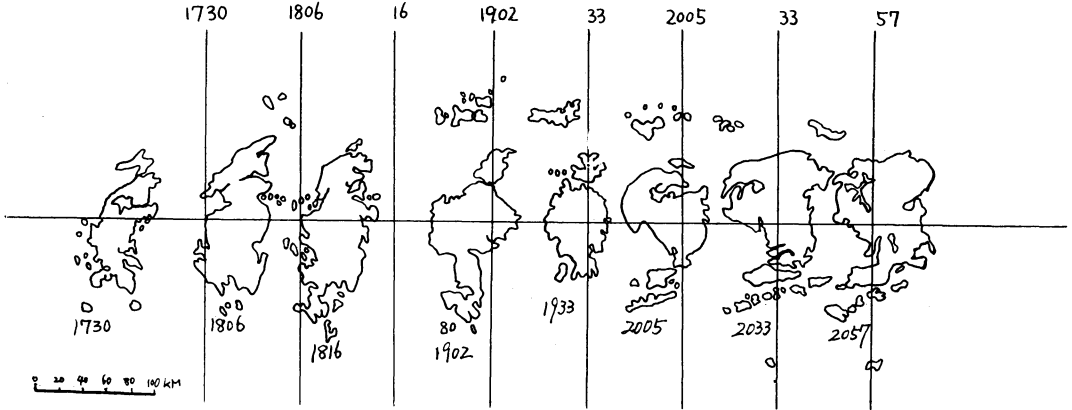
第2図 1960年8月11日立川付近集中豪雨時における日雨量分布図

線面上の波動と云うかこれらの成因について究明しなければならぬ。

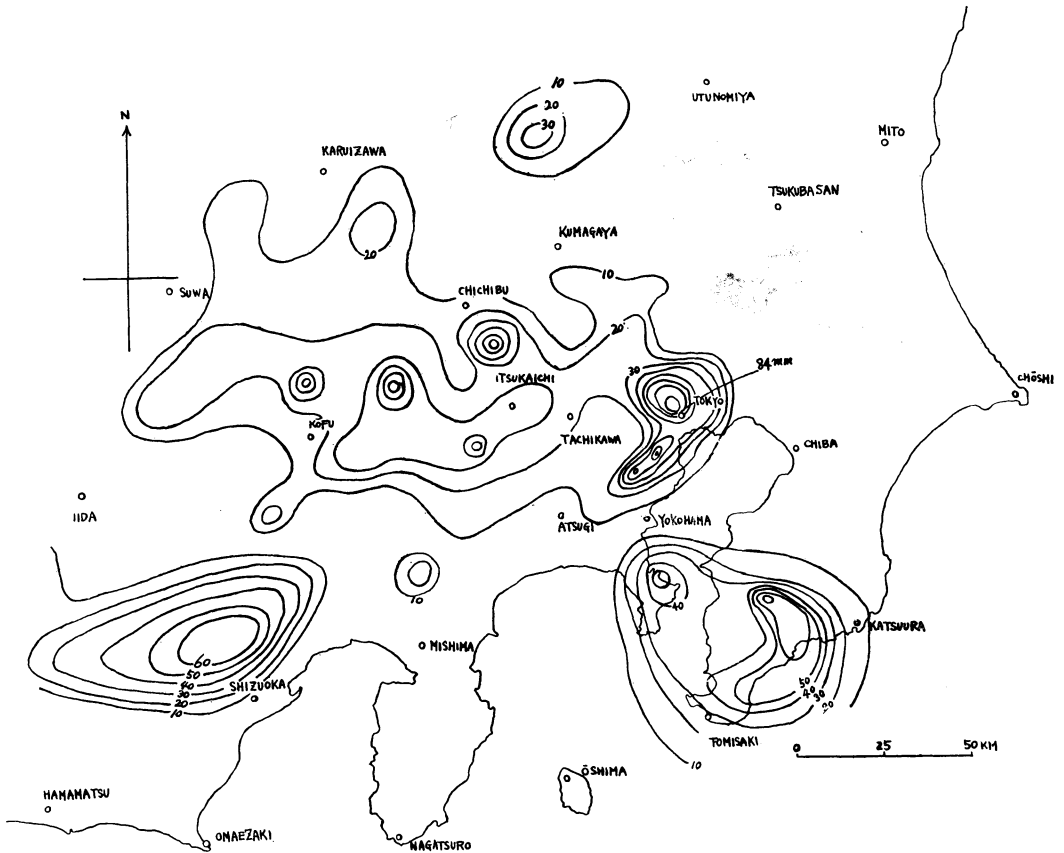
って豪雨が起ることがある。

例2 台風が東京を数100km離れて通過した時に帯状エコーが東京の周辺で長く停滞しそのエコーに沿

って豪雨が起ることがある。吾々は通常日本海を強い台風が通過する場合房総半島に沿って海上に帯状エコーを屢々観測する。先に新井氏が⁹⁾が解析した例がある。台風が高気圧の周辺を回って



第3図 1st Sep. 1960. 東京豪雨時におけるレーダー・エコー移動図
原点は東京、縦軸は時刻及び南北を表わす。



第4図 1960年9月1日東京強雷雨来襲時における日雨量分布図

第1表 最高エコー高度 (100米単位)

時刻	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
観測例																
狩野川台風	85		75	118			100	90	75	64			90			
9月1日						65	130	105	98	85	120	120	120	110		
8月11日	85	85	107	65	65	95	120	65	85	65	57	120		120		105

行く場合強い収束の場が房総沖で出来加うるに海上からの水蒸気の補給が顕著のため帯状エコーが出来ていることを述べている、今回は帯状エコーは陸上に出現している(第1図参照)。海上の場合も割合陸地に近い所に来ることから双方ともかなり地形の影響が考えられよう。また台風と高気圧の中心の相互位置および勢力の関係からして台風中心から離れた所で気圧傾度の大きい所に起る可能性も考えられる。今回陸上の帯状エコーは15時間以上停滞し走向は北～南から北北東～南南西と僅かに向を変えた程度で動きは小さい。また30mm/日以上の降雨地域は巾20～50km長さ約300kmにわたっている(2図参照)。

その中で200mm/日以上の降雨が所々ありそれらが地形と如何に関係しメソ天気系と関連づけるか帯状エコーに伴う集中豪雨についてはメソ解析を進めなければならぬ。

例3 東京の極く狭い範囲で顕著な落雷を伴った雷雨による集中豪雨のあった例である。雷雨の移動については、H.R. Brooks, Byers, Ligdaなどが述べているがBattan⁴⁾は上層が強い風の時はtranslationの効果がきいており非常に弱い時はエコーの中心は不規則な運動をしている結果から発達によるpropagationが卓越した因子であると述べている。エコーの時間変化および降水分布図を第3, 4図で示す。今回エコーセルの移動を調べると17h20m～18h16mの間はエコーパターンの

中心より南約70km付近ではセルは40km/hで北東進しており中心より東側は32km/hで後面は20km/hであった。エコーの領域が広がって来ているのがわかる。次に中心より北約40km付近のエコーは北東～南西に拡がっているが移動は顕著でない。19h02m～20h05mは中心から後面のエコーは30km/hで東に動いているが前面は余り明瞭でない。南60km付近のエコーはその南東部で発達している。北側のエコーの移動は明瞭でなく発達の方が顕著である。20h05～57mでは後面のエコーは北西方から中心の方にまわり込んでいる。また前面のエコーは北東方に急速に発達しておりそのまま速度をとると70km/h位になる。南方のエコーは発達しながら東に進んでいる。北側のエコーは南東方に拡がっている。今迄豪雨の場合エコー高度と強度について調査があるが3例についての最高エコー高度を第1表に示す。3例とも降雨の強かった時刻はエコー高度は10,000m以上と非常に高くなっている。

参考文献

- 1) 西村伝三：日本の降雨に就て，気象集誌，8巻4・6号，9巻9・10・12号，10巻2・3号。
- 2) 大塚茂，立平良三：狩野川台風レーダー・エコー解析，気象庁彙報，未印刷
- 3) 新井豊治：台風に伴った房総沖のレーダー・エコー解析，昭33全国予報検討会資料。
- 4) Lovis J. Battan: Radar Meteorology p. 101～103.

4. 台風に伴うレーンバンドと気圧変化

田 中 文 治*

まえがき

台風が接近しているとき、毎時天気図を描いて進行前面の気圧降下状況を見る場合、前1時間の気圧変化を調べると、台風中心に比較的近距离の前面で台風が可成り

の速度で接近しているのに、1時間に1mb以上も気圧が昇る区域のあることを経験する。

この気圧上昇は降水等による局部的現象位に考え見過ごして来たが、狩野川台風が東海道沖から関東南岸に上陸したとき前1時間の気圧変化分布図を連続して作って

* Bunyi Tanaka, 気象庁予報課

見たところ、台風前面では、台風接近に伴って連続的に気圧が降下するのではなく、気圧変化に極大極小があって、しかもそれが平面的に 100km 位の短い波長をもった波状（又はリング状）に系統的に分布し、それが台風速度より早い速度で伝播していることが分った。

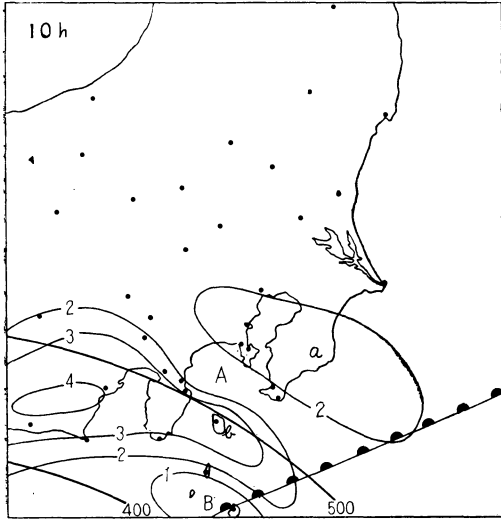
1. 気圧変化の波動状分布

第1図には、1958年9月26日の10時から21時までの分について、前1時間の気圧変化分布図を連続して示した。用いた気圧は全測候所の実測値で気圧自記紙から読

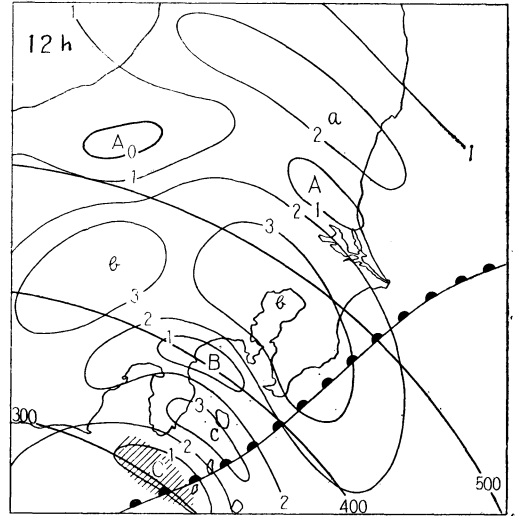
みとったものではない。等値線は 1 mb 毎に描き、台風からの相対位置を知るため中心から 100km 毎の同心円を附記してある。又気圧変化域の系統を示すために下降極大域に小文字、下降極小域（上昇域のときもある）に大文字のアルファベット順の識別付を与えてある。この図から次のことが云える。

1. 気圧変化の極大、極小域の分布

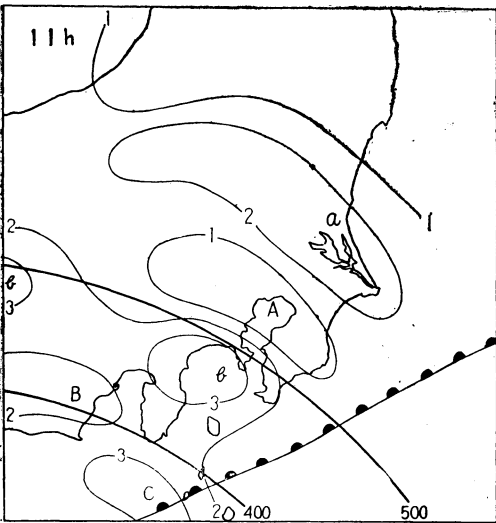
気圧下降の極大、極小域は台風の進行前面で、台風中心からの同心円に略平行に分布し、極大域、極小域が波



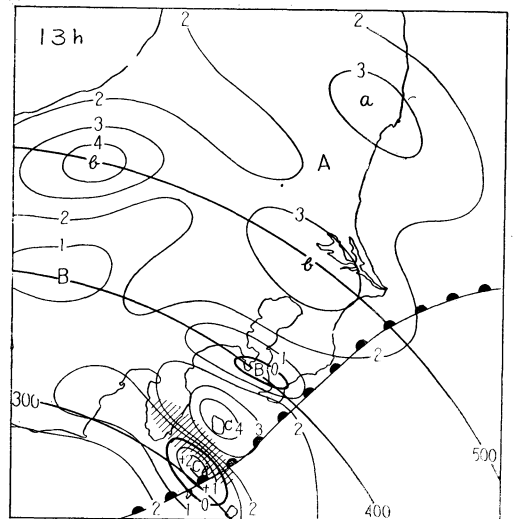
(1)



(3)



(2)



(4)

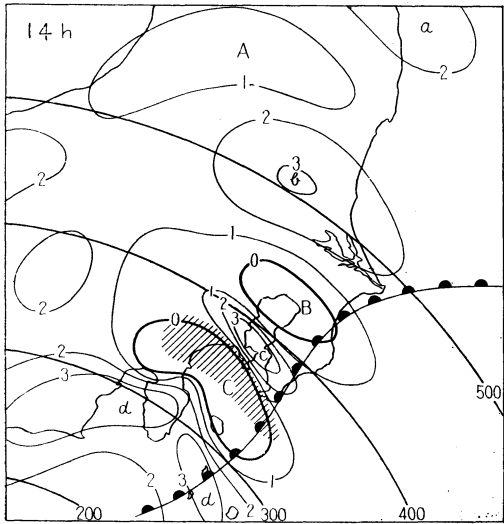
Fig. 1 Distribution of 1-hour Pressure change in mbs. 26 Sept. 1958.

動状に交互に配列し、恰も台風に伴うレーンバンドの配列具合によく似ている。波動状に配列した気圧変化分布の波長は、台風中心に近い所で短く、遠い所で長い。即ち相模湾方面で 100km 位、関東平野で 150km 位、東北地方南部では 200km 以上に拡大している。1時間の気圧変化量は、極大域で 2~4 mb で平均 3 mb 位の下降が多く、極小域では、気圧上昇になることが多く、平均して1時間 1 mb 位の上昇となっている。気圧自記紙によれば、この気圧波動の振幅は 1~2 mb を示してい

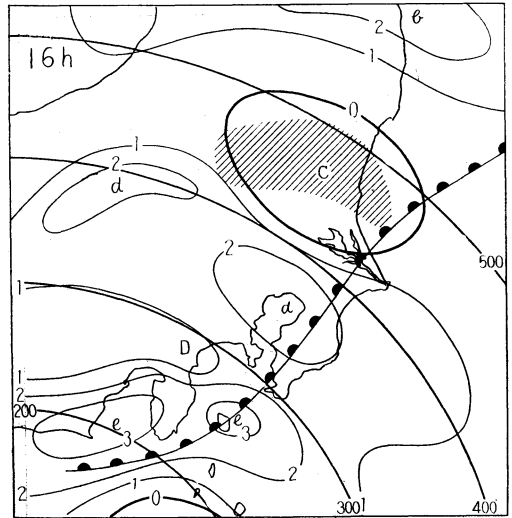
る。

2. 気圧変化域の移動

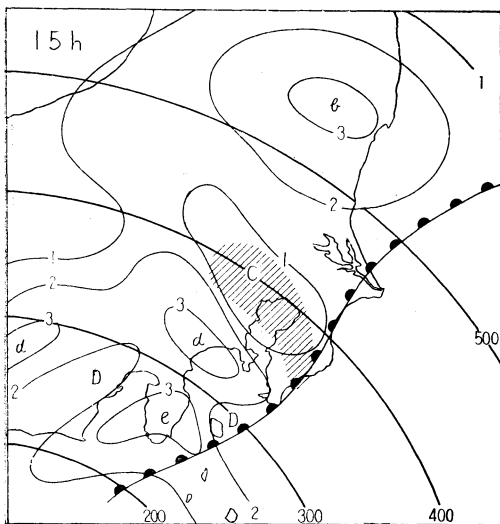
極大、極小域は 1 時間半ないし 2 時間半毎に先づ伊豆半島、東海道の線に現われ、それがかなり早い速度で北東に移動している。その移動速度は台風中心に近い伊豆半島や相模湾方面で遅くて 40km/h 位だが、北東に進むに従って早くなり、関東平野では 65km/h 前後、東北地方南部に入ると更に速くなっている。この移動速度の増大が前項の気圧変化域の波長の拡大に対応してい



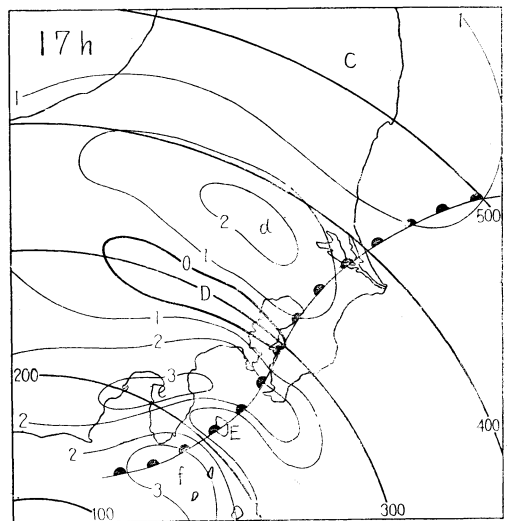
(5)



(7)



(6)



(8)

Fig. 1 Distribution of 1-hour Pressure change in mbs. 26 Sept. 1958.

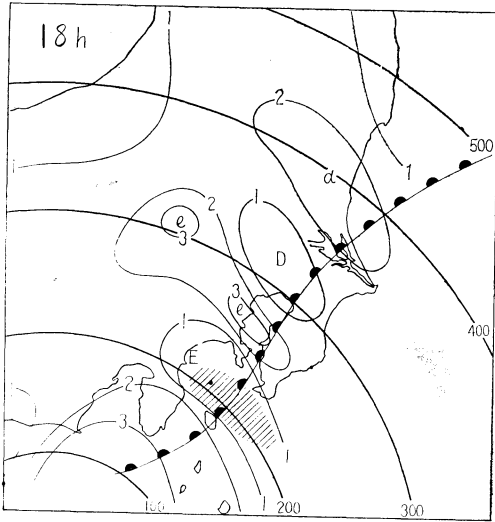
る。

当時台風は 37km/h で北東に進んでいたの、これらの極大、極小域は台風の中心域から外側に向かって離れていったことになる。第1図でaからfまでの6個の気圧下降極大域とそれに追隨する下降極小（気圧上昇）域が認められるが、これらの気圧変化域は、伊豆半島の南部に出現してから北東に進み、2.5~3時間で東京の線に達し、更に速度を早めて仙台附近に達するまで追跡できる。ただその中で極大域Cは、伊豆半島の線に出現

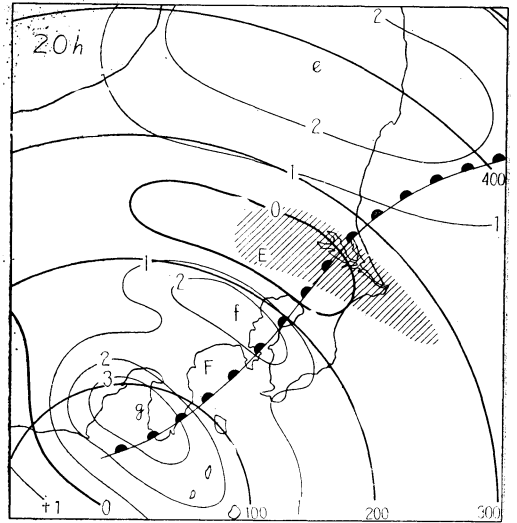
後、横浜に達するまでは振幅も大きくよく追跡できるがその後は消滅し、極小域BとCが併合して一つの極小域となっている。極大域Cは横浜到達まで振幅は大きい、波長は 80km 位と非常に短かったの、この極大域が本当に消滅したのか、或は、観測網の関係で見落されたのかは分らない。

2. 気圧変化分布とレーンバンドとの関係

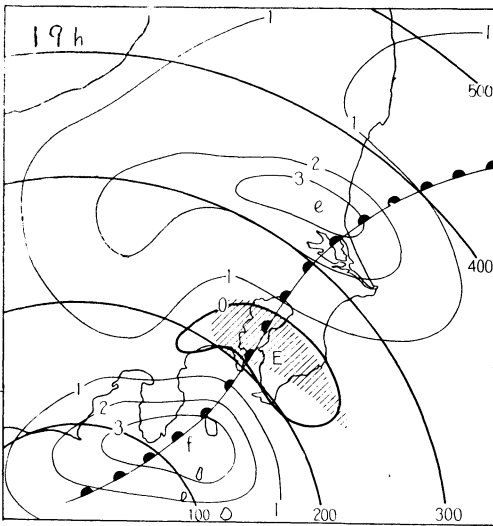
前述の如く1時間気圧変化の分布が恰かも台風のレーンバンドの配列に類似しているの、レーダー観測のレ



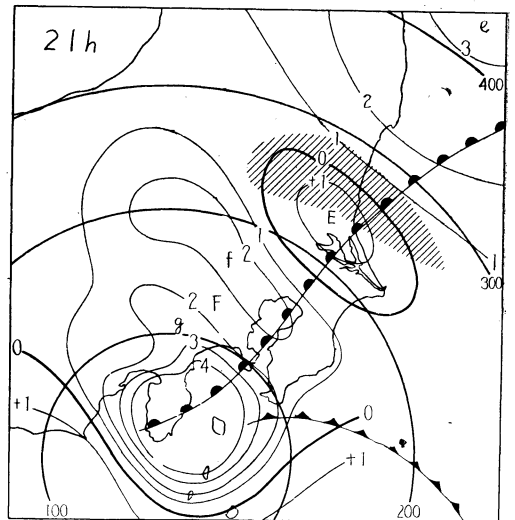
(9)



(11)



(10)



(12)

Fig. 1 Distribution of 1-hour Pressure change in mbs. 26 Sept. 1958.

ーンバンドとの関係を調べた。この台風は伊豆半島、大島及び関東南部に記録的大雨を降らせたが、第2図の東京の雨量の時間的変化図に見られるように、降水強度に数回のピークが現われ、数本のレーンバンドの通過が推察される。しかし、当時前線の影響で並雨程度の雨が連続していたため、レーダー・エコーからレーンバンドを検出することは、レーンバンドが前線の南側まで延びているとき以外は困難であった。第1図には、前線の南側まで延びて比較的追跡容易な2例について追跡し、各正時の30分前の位置を破線で示してある。各正時の前一時間の気圧変化量は大きく見て、各正時の30分前に於ける気圧傾向を表わしていると考えられるからである。この図で11h30mに伊豆半島の南方に現われたレーンバンドは常に気圧下降の極小域Cの上に位置しながら、気圧変化域の移動と共に北東に移動し、16h30m頃水戸の線に達した。同様に17h30mに相模湾に現われたバンドも気圧下降の極小域と前のレーンバンドと同様の相対位置を保ちながら気圧変化域と共に北東に移動している。従って、レーンバンドと気圧変化の関係については次の如く云えようである。即ち、レーンバンドは気圧下降の極小域(相対的には気圧上昇域)の上に位置し、気圧変化の系統と共に移動する。

又、前節で気圧波動は台風の中心域に近い所で波長が

短く、中心域から離れるに従って波長が長くなることを述べたが、第1図に見られる通り、レーンバンドの面積も同様に中心域に近い所で中がせまく、離れるに従って拡大している。そして降水強度は気圧波動の波長が短く、レーンバンドの中がせまい東京以南で強く、波長が長くなって、レーンバンドの中が広がった東京以北で弱くなっている。

以上、レーダーで確認されたレーンバンドと気圧変化との関係を述べたが、第2図の東京に於ける降水強度の時間的変化図によれば、それ以外にも大雨のピークが現われている。このピークと第1図の気圧変化図と対照すれば、大雨のピークは図に識別符号で示してあるように何れも気圧下降の極小域が東京を通る時にその都度起きており、気圧下降の極大域が通る時は反対に雨勢は弱まっている。従って、レーダーで補足出来ないレーンバンドについても、気圧変化との関係は前述と同様の関係が成り立つものと考えられる。

普通、気圧下降の極大域は、近似的に収斂が強く、上昇気流の最も大きい区域と考えられるが、レーンバンドは、これとは反対に、気圧の最も下っている所ではなく、それが過ぎて気圧の下りがなぶくなるか又は気圧が上っている区域に見られることは興味深い。

尚、降水強度の時間的変化は上述の通り気圧波動に関

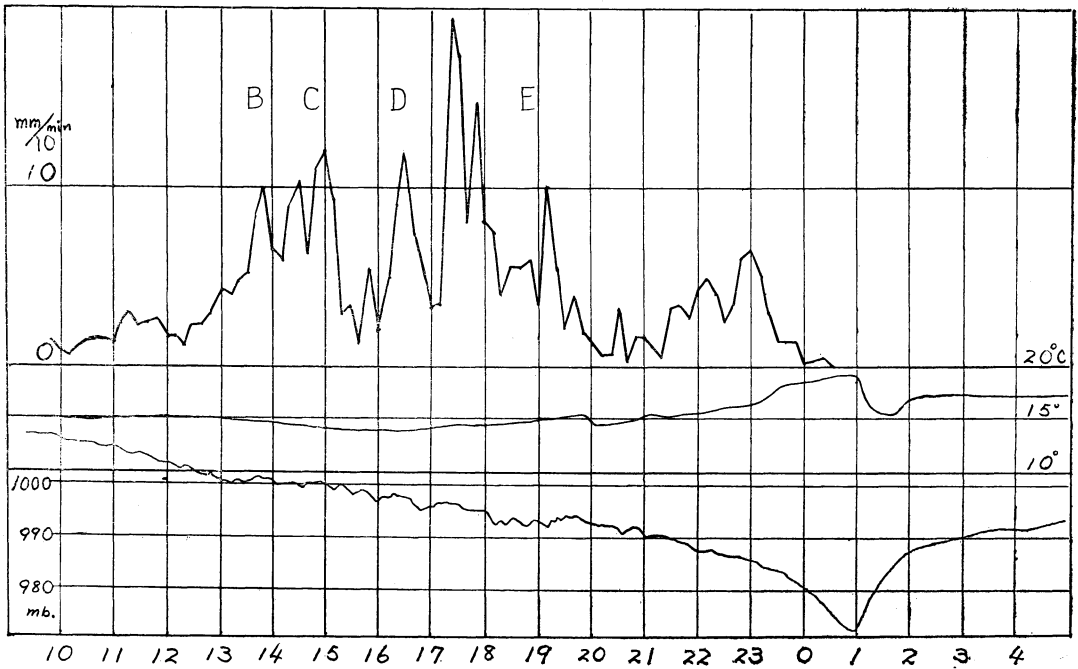


Fig. 2 10-min. rain-fall with temperature and pressure change. Tokyo, 26 Sept. 1958.

連するが、降水の絶対量は前線に近い所ほど多く、前線から離れると減少しており、特に前線の南側では、レーダーでレーンバンドが認められるときでも、それに伴う降水量は5mm以下の僅少しか観測されていない。

3. 気圧変化と気温の関係、その他

台風のレーンバンドと気圧変化との関係についての従来の研究によれば、雷雨性の雨と同様、降水による下層大気冷却によって、降水と共に気圧上昇が起こると言うことになっているが、狩野川台風の場合は、前線性の雨が持続していたため、降水による下層大気冷却は少ないと考えられる。観測事実も、東京、大島等の気温の変動は大雨のピークの前後を含めて殆んどなく、しかも富士山、筑波山（共に前線面の下）に於いても、気圧変化は平野部と同時に又同程度の量を示しているにもかかわらず、気温変化は殆んどなく、気圧変化と気温変化の対応は全く認められない。

又、前述の通り降水量の絶対値は前線に近い所程多く前線から離れるに従って少くなっているが、第1図の気圧変化量は前線から離れた所も大きく、気圧変化量と降水量は必ずしも対応していない。

従って、上述した気圧変化は降水の結果による下層大

気冷却現象で説明できる性質のものではなさそうである。最近の飛行機による台風周辺のメソスケール観測に示されるような、収斂、発散を伴う力学的影響が、下層の気圧変化に現われているように思われる。

本文では実測値による1時間の気圧変化を問題にしたが各地の気圧自記紙に現われる気圧変動は更に小周期で、実際の気象現象は、更に小スケールのものであるようである。しかし、1時間の気圧変化量は、これらの小スケールの気象現象の群を空間平均したような性質をもっているように考えられる。

以上、台風の進行前面に極めて波長の短い、振幅1~2mb位の気圧波動が存在し、それが外側に伝播すること及び、それがレーンバンドや大雨と関係のあることについて、その観測事実のみを述べたが、これが台風の構造及び大雨研究の一助になれば幸である。

尚、毎時天気図を用いて台風の予報作業を行うに当たって、台風近傍の観測点の気圧からコンパス法によって中心位置を決定するとき及び、現在の進路を1時間の気圧降下量を参考にして決めるとき、上述のメソスケールの気圧変化のあることを注意する必要がある。

終りに、本調査に助言を頂いた有住氏に感謝する。

5. 台風に伴う降雨群

渡 辺 和 夫*

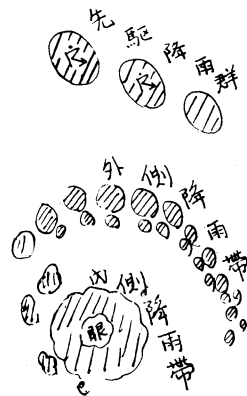
台風に伴う降雨群は集中豪雨という形で水害を起しやすいので、ここではそれら降雨群の性質について少しくのべよう。

まず本邦付近にやってくる台風は第1図のような降雨群を伴うことが多い。まず先駆降雨群が現われる。これは大気の中下層に台風を運ぶ南寄りの暖気が侵入し、上層には冷たい偏西風が吹き渡っているため大きな対流不安定が解消されるものである。したがって雲頂はほとんどの場合に1万メートルに達して雷や降雹を伴うことも多い大形の降雨群である。

つぎに現われるのは外側降雨帯であり、先駆降雨群よりは水平的広がりが小さい降雨群が帯状に密集している。眼周辺の内側降雨帯内ではほぼ一様な強制上昇気流があるため降雨群が細胞状には発達しにくく環状のほぼ一様な強さをもった降雨としてのみ認められることが多

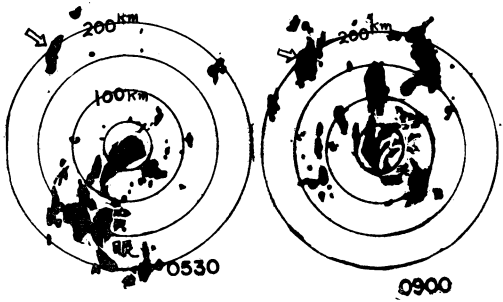
い。

第2図は1959年10月7日に九州の南端をかすめた台風



第1図 台風に伴う降雨群のモデル

* Kazuo Watanabe, 気象研究所



第2図 台風5916号に伴う停滞性エコー
(沖縄のレーダーによる)

16号が沖縄付近を通過する際のレーダー・エコーで矢印のエコーは台風が沖縄の南方 240 km に達した4時頃か

ら沖縄の南東50 km に達した9時頃まで5時間程もほとんど同一地点で盛衰をくり返していた降雨群を示す。その機構についてはあまりよくわからないが、渦の回転速度と進行速度を合成した速度場は渦が進行する左側でずっと弱くなり、ことに寒気が西側へ入っている時はこの傾向が強いことから、台風進行の左前面に現われる降雨群は停滞性が強いといえよう。このことは降雨群が存在する地域には集中的豪雨をもたらしやすいことを示す。渦の回転があまり強くない示度 990~980mb 程度のしかも最盛期にある台風ではこのケースのような停滞性の大きい降雨群をその左前面に伴いやすいのではなからうか。

気象界消息

1. 第10回太平洋学術会議開かる

8月21日から9月2日までホノルルで第10回太平洋学術会議が開かれる。気象関係の出席者は

和達 清夫, 高橋浩一郎, 安井 正, 増沢譲太郎
半沢 正夫, 荒川 秀俊, 杉浦 吉雄

の諸氏である。なお和達氏は太平洋学術会議と WMO, IUGG 共催の津波会議にも出席の予定。また杉浦氏は会議のあと、インド洋海洋観測の化学分析法基準化作業に関する会議に出席される。

2. 関口氏スイスに出張

「天気」編集委員の関口理郎氏は、スイスのアローザで開催される国際大気オゾンシンポジウムに出席し、さらにフランス、オーストリアの各国で気象研究上の諸問題について連絡協議のため8月3日から21日まで出張された。

3. 堀氏、菊地氏沖縄に出張

気象庁企画課堀清一航空気象班長は、8月12~13日、鹿児島空港分室長の菊地経武氏は8月12日に、全日空招待飛行参加をかね、沖縄気象台と航空気象業務打合せお

よび鹿児島沖縄間の気象調査のために出張された。

4. 人工気象衛星タイロス III 号

7月12日アメリカのフロリダ州ケープカナベラルで人工気象衛星 III 号が打上げられた。軌道下の巾約 2,000 km の地域の雲の写真がコード化されて世界各国に流された。軌道の高度は約 760 km, 地球を一週する時間は約 100分で軌道は地球赤道面に対し、約48度傾斜している。雲撮影用のカメラは、広角の TV カメラ 2 台で視野は 2,400 km² 位、画面の走査線の分解能は約 3 km の由。

7月20日頃から気象庁にも入電し初め、通報課調査係で調査していたが、8月14日から試験的に通報課現業でも解読プロットを初めた。