

# 集中豪雨に関連し総観解析からみた 強雨開始の予想法について\*

山 鹿 延\*\*

## 1. まえがき

集中豪雨については何時から強雨が降り始めるかがまず問題となるが、今回は梅雨期における大雨時の強雨開始のタイミングについて何か適当な予想法がないか検討してみた。過去に川本は相対発散分布と降雨分布について論文を発表し、その中で降雨指数を

$$I = V_{70} \nabla \theta_{e70} + \theta_{e70} (V_{70} \nabla \delta \zeta + \delta V \nabla \zeta_{70}) \dots \dots (A)$$

で表わしている。

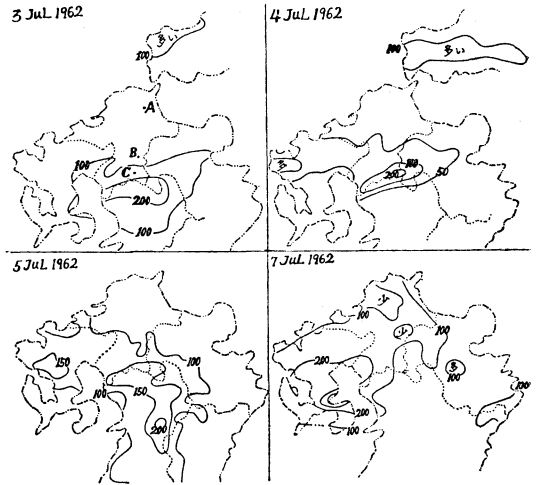
今回 (A) 式で表わされる降雨指数を雨の量的予想とは別に現業時に強雨開始のタイミングに利用できないものか数例について検討した結果、有効であることが判明したので以下報告することにする。なおこの調査は昭和42年度の北部九州管内予報技術検討会で発表したものに一部追加したものである。

## 2. 降雨指数による強雨開始のタイミング予想法

(A) 式の各項について説明すると、

- $V_{70}$ ,  $\theta_{e70}$ : 700mb 面における地衡風速と相当温位
- $\delta \zeta$ :  $\frac{g}{f} \nabla^2 h$  で  $h$  は 850 と 500mb 面のシクネス。  
これを川本は温度渦度 (thermal vorticity) と呼んでいる。
- $\delta V$ : 850 と 500mb 面間の風の垂直シャー。
- $\zeta_{70}$ : 700mb 面の渦度。

(A) 式の中で右辺の  $\theta_{e70} (V_{70} \nabla \delta \zeta + \delta V \nabla \zeta_{70})$  で表わされる移流項を川本は相対発散と呼んでいる。 $V_{70} \nabla \delta \zeta$  は寒気核とその近傍で大きいので、便宜上特に温度パターンの寒気核に着目した。以下昭和37年7月3日から8日までの大雨について予想法を述べる。この間の日雨量分布は第1図のとおりで、6日は最大60ミリ程度で分布図は削除した。まずつぎのような6項目を含む合成図を3日から7日まで各日の09時について作成する。(第2図)



第1図 日降水量分布図  
A: 頂吉 B: 小塩 C: 大淵

- (ア) 700mb 面の等高度線。  
単位は 10m で 3,000m を省略してある。
- (イ) 700mb 面における湿舌の位置。  
 $t - td$  (温度から露点温度を差引いた値) のイソプレットで  $t - td \leq 3^\circ\text{C}$  のイソプレットから軸を定め、これを湿舌の軸の位置として……の記号で表示した。
- (ウ) 700mb 面の温度パターンで湿舌にそって温度傾度の大きいところを便宜上  $\nabla \theta_e$  として B で表わし、同じ程度の大きさの B がある場合、 $B^1, B^2$  とした。
- (エ) 500mb 面の強風軸をジェットとして  $\times \times \times \times$  の記号で表示した。
- (オ) 温度渦度は 700mb 面の温度分布で低気圧性渦度の強いところに着目し、これを A とした。
- (カ) 700mb 面の高度パターンから低気圧性渦度の最も強いところを C とした。
- (1) 3日の例。第2図 (a) 参照

\* On the Forecasting of the Beginning Time of Heavy Rain by Synoptic Analysis.

\*\* N. Yamaga, 福岡管区気象台予報課  
—1968年10月3日受理, 1969年1月22日改稿受理—

$B_1 \rightarrow 35\text{km/時} \rightarrow 20\text{時/3日}$

$B_2 \rightarrow 40\text{km/時} \rightarrow 11\text{時/4日}$

$B_1$ をその地点から東経130度までその間の平均場の速さで流す。ただし流す方向は $B_1$ をとる流線および湿舌の走向を考慮し向う12時間は変化がないものとした。すなわち $B_1$ を35km/時ぐらいで流すと九州地方に影響するのは3日の20時ころということになる。 $B_2$ についても同様。その結果 $B_1$ では3日の20時から、 $B_2$ では4日の11時ころから強雨が降り始めるというわけである。福岡県内の各地点における雨資料から時間雨量を調査した結果では、実際3日の21時と4日の11時ころから強雨が降っている。その中の1例として大淵(第1図参照)の時間雨量(単位 mm)を示す。

時刻	20時—21時/3日	21—22	22—23	23—24	0—1/4日	1—2
時間雨量	17	14	8	38	26	19

時刻	14時—15時/4日	15—16	16—17	17—18
時間雨量	14	23	42	28

(2) 4日の例 第2図(b)参照

$B \rightarrow 50\text{km/時} \rightarrow 02\text{時/5日}$

$C \rightarrow \text{〃} \rightarrow 15\text{時/5日}$

$A \rightarrow \text{〃} \rightarrow 06\text{時/6日}$

実際5日は15時ころから6日は0—5時で強雨となった。この場合 $B$ は傾度が小さく、有効でなかったが、後述する700—300mbの相対発散の分布と対応して考えると、この理由が理解できるように思われる。

一例として頂吉(第1図参照)の時間雨量を示す。

時刻	15時—16時/5日	16—17	17—18	18—19
時間雨量	25	2	15	9

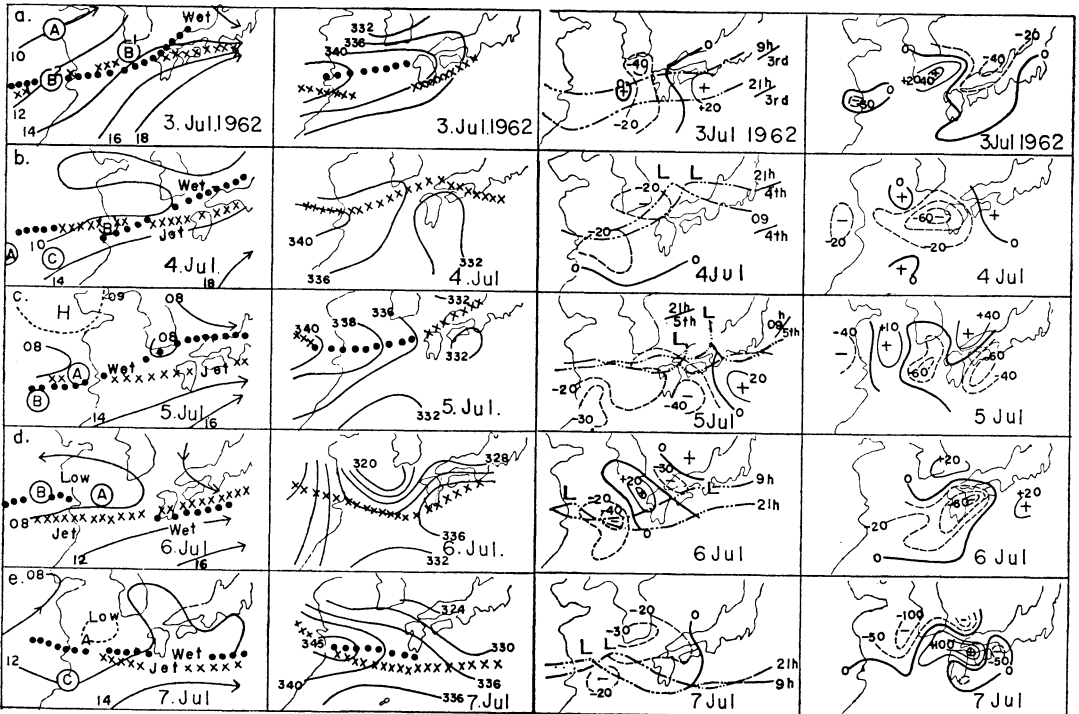
(3) 5日の例 第2図(c)参照

$A \rightarrow 55\text{km/時} \rightarrow 06\text{時/6日}$

$B \rightarrow \text{〃} \rightarrow 12\text{時/6日}$

小塩の時間雨量はつぎのとおりである。

時刻	02時—03時/6日	03—04	04—05
時間雨量	25	35	12



第2図 大雨予想に必要な各要素の分布  
時刻9時

第3図 相当温位(700mb)と湿舌(500mb)の分布  
時刻9時

第4図 850—500mbの相対発散分布：単位 100m<sup>2</sup>  
時刻9時(---地上の前線)

第5図 700—300mbの相対発散分布  
(単位100m<sup>2</sup>)

(4) 7日の例 第2図の(c)参照

A → 35km/時 → 02時/8日

C → 30km/時 → 15時/8日

実際8日の雨は02-07時で強雨が降り、ところにより14時まで続いたが、15時以降すっかり雨は弱まった。以上4例について述べたが昭和40年の大雨についても同じ方法でテストした結果有効であった。以上がこの報告の要点であるが、さらにこの方法に関連して少し補足しておきたい。

3. 湿舌とジェット

700mb面の相当温位の分布を第3図に示す。この図の中に500mb面の湿舌(定義は700mb面と同じ)の位置を×××××の記号で表示しておいた。第2図と第3図から700mb面で相当温位の最大軸と便宜的に定義した湿舌の位置はほぼ平行しており、また500mb面の湿舌の位置も同じ関係にあり、これらの軸はだいたい平行して存在し南北のずれは大差ない。なお500mb面のジェットの位置が湿舌の位置と大差ないことは特に興味がある。文献<sup>5)</sup>によると日本上空の冬のジェットは太平洋上でモディファイされた湿潤空気により新しいパーセル・セオリー(Extended parcel theory)によって完全に与えられるといわれているが、いずれにしろ湿舌と強風軸の共存は大雨と密接な関係があるように思われる。

4. 相対発散分布からみた前線の活動と大雨

(1) 850-500mbの相対発散分布と雨量分布

ここでいう相対発散はサットクリフ(Sutcliffe)の相対発散であり低気圧の発達に関係する項で、発散域で低気圧、収束域で高気圧が対応し発散域が北上しているところで低気圧が発生するといわれている。相対発散は

$$f(\text{div} V_1 - \text{div} V_0) = -V' \frac{\partial}{\partial s} (f + \zeta_1 + \zeta_0)$$

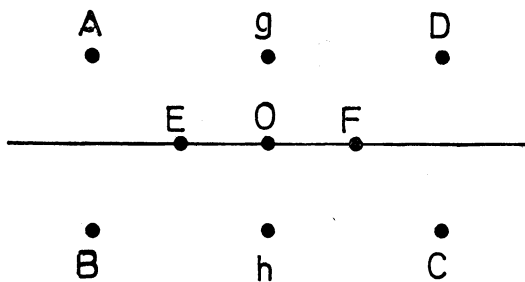
で表わされる。

ここで指標0, 1は下層, 上層を表わし、V'はその間の温度風である。相対発散はSawyerとMatthewmanによる格子法で求めた。(第6図参照)すなわち

$$-V \nabla (\zeta_1 + \zeta_0) = -\frac{g^2 m^2}{8 f^2 d^4} \{ (H_C + H_D + 4H_E - 4H_F - H_A - H_B) \times (H_h - H_g) \} \dots \dots \dots (B)$$

H<sub>A</sub>, H<sub>B</sub>, ……は格子点における高度。EOFは温度風の方向に向くようにする。0が計算する中心点で格子間隔d≐200kmとした。

A, B, ……各点における高度はH<sub>500</sub>+H<sub>850</sub>で、g, hにおける高度はH<sub>500</sub>-H<sub>850</sub>のシクネスである。なお計算する場合、H<sub>500</sub>+H<sub>850</sub>およびH<sub>500</sub>-H<sub>850</sub>の等高線



第6図 相対発散を求める格子法

は30m等間隔とした。

850と500mbから昭和37年7月3日から7日まで09時の相対発散を平均200km間隔で求めその分布を第4に示す。なお図中の数字は(B)式の右辺の{ }の値で相対発散は10<sup>-5</sup>/secとなる。この相対発散は12時間予報にかなり有効であり夏期のように気圧系の移動のおそい場合には24時間予報も可能であるといわれている。第4図には地上の前線系を記入しておいたが、相対発散と地上の前線系との対応をみるとじょう乱(低気圧)が発達するパターンではない。結果的には前線の南北振動に伴い大雨が降っている。相対発散分布をみると九州地方ではほとんど収束場となり、6日のみは発散の場となっている。6日の日雨量が少ないのはこれに関係するものと考えられる。(第1図を参照)

(2) 300-700mbの相対発散分布と強雨

浅い対流については明確な差異はないが、深い対流、非常に深い対流になると、上層の低気圧性渦度に関係し、かかる対流は大規模な気流が低気圧性渦度をもつと予測されぬ限り予測もできない。すなわち熱的成因か地形によるものでは発生しても弱く、垂直に発達しないということがいわれている。ここでいう深い対流は雲頂が600-400mb、非常に深いものは400mb以上にある場合である。またvon H. Dählerによると多くの場合、境界層以上では  $\left| \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{adv}$  すなわち温度の移流項  $\frac{V \nabla T}{T}$  が成層不安定に有効であり、次式で表わした。

$$\left( \frac{\partial T}{\partial t} \right)_{adv} = \frac{f}{R \ln \frac{p_2}{p_1}} \int_{p_1}^{p_2} v^2 \frac{\partial \alpha}{\partial p} dp \dots \dots \dots (C)$$

ただしv: 風速, α: 水平ベクトルVの方向で時計の針と反対方向に正をとる。

そして彼は(C)式から不安定条件として3項目(例えば下層で高度と共に順転しており、上層で逆転に移行

する場合等)をあげ、特に700—400mbの間の状態が雷に対して決定的であるといっている。大雨の場合、気層はかなり対流不安定になっていることが多く、下層における気流の収束が重要なことは勿論だが、700mb以上の上層における不安定化はさらに対流活動を促進する効果的な要因と思われる。また Dahler の不安定条件から700mb以上の上層における寒気移流に着目したい。したがって700—300mbの相対発散分布を求めその収束場が対流活動をさらに活発にすると考えたい。700—300mbの相対発散を09時について前と同じ方法で求め、その分布を第5図に示す。第4図と対照すると九州地方は大体、3、4、5、7日は850—500mbで大小の差はあれ収束場、これに対して、700—300mbで3、7日発散場となっている。

しかし第5図の中で3日は九州の西方に、7日も九州の北西に収束場(強い)があって、今後これらの移流効果を考えると雨量との対応も理解されよう。つぎに2で例をあげて述べた強雨開始の要因と第5図の収束場とを対照すると、3日ではB<sup>2</sup>が5日ではAが7日ではAがそれぞれ第5図の収束場に対応し、4日の場合はBとCの間に収束場がある。このことから結果的には強雨開始のタイミングはそれぞれの要因を700—300mbの相対発散の収束場と対応して予想することがより有効であるように思われる。

##### 5. まとめ

大雨に際し注意報、警報を発表する場合、我々は広域の総観解析により何時ころから強雨が降るかそのタイミ

ングを予想しておくことが必要である。集中豪雨に対しては湿舌の移流効果そのものは余り有効ではないが、予報する立場では有効な物理的要素であり、今回の調査でもそのことはいえるかと思う。主として現業的立場から強雨開始のタイミングについて予想法を述べたが、かなり前もって予想され場合が多いので、充分レーダー等でオール・ウォッチする態勢がとれることは有利である。なおタイミングを予想するとき、700—300mbの相対発散の収束場と対応させてみるとより効果的であると考える。

以上、内容が不十分で疑問な点が多いかと思うが、諸先輩の御批判をいただければ幸いである。終りに鍋島予報課長の御校閲をいただき感謝の意を表す。

##### 参 考 文 献

- 1) 川本敏夫, 1957: 相対発散分布と降雨分布について——降水量の予想, 研究時報, **9**, 349—355.
- 2) 浅井富雄, 1968: 積雲対流に関する理論的研究, 天気, **15**, 227—236.
- 3) 二宮洗三, 駒林誠, 門脇俊一郎, 河村武, 1967: 集中豪雨, 天気, **14**, 321—338.
- 4) 斎藤直輔, 1955: 予報技術に関する2, 3の考察, 予報研究ノート, **6**, 97—114.
- 5) Green, J. S. A., F. H. Ludlam and J. F. R. McIlveen, 1966: Isentropic relative-flow analysis and the parcel theory, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., **92**, 210—219.
- 6) Dahler, H., 1966: Lalilisierung und Gewitterbildung durch thermische advection, Zeitschrift für Meteorologie, **18**, 293—301.