

近畿地方南部の降雨について

後 町 幸 雄

ON THE RAINFALL OVER THE SOUTHERN KINKI DISTRICT

By Yukio GOCHO

Synopsis

Relations of stability and horizontal water vapour flux to 24-hour precipitations in warm season for two years are investigated. But we use here south-wind component of mean wind in the lower atmospheric layer for the horizontal water vapour flux. As 24-hour precipitations we take (a) precipitation at Shionomisaki where upper air observations are carried out, (b) maximum precipitation in the region which is within about a hundred kilometers from Shionomisaki and (c) mean precipitation in the same region. Even for the heavy rainfall, stability remains nearly neutral. And especially for the large scale heavy rainfall, it is considered that strong south-wind component of lower layer wind is necessary.

1. ま え が き

大雨の機構を解明しその予報を行なうためには天気図を解析したり大気の状態を知ることが重要であることは云うまでもない。特に大雨の多いわが国ではこれまでこの種の多くの研究がなされている¹⁻⁶⁾。それにもかかわらずその機構の解明も充分ではなく、適確な予報も必ずしもなされていないのが現状であろう。その原因としてこれまでの研究の多くが大雨を個々にケース・スタディとして扱っていたこと、研究者が予報に携る人である場合調査の対象領域をその予報区に限りやすいこと等も考えられる。また降雨という現象を定量的に扱いにくいこと、特に高層気象観測の資料が少ないために大規模な現象の中で局地性の強い大雨を扱うことが多いのも原因であろう。

そこでわれわれは先ず高層気象観測にもとづく大気の状態と降雨状況との関係を把握することを目的として、雨量の多い近畿地方南部を選び、大雨の多い暖候期を対象に調査を始めた。この地方では経験的によく大気の下層で南から不安定な湿った空気(湿舌)が流入すると大雨になると云われる⁷⁾。大雨の雨量の大部分が大気の対流不安定を解消する対流によってもたらされるとすれば^{7, 8)}、一地点の高層気象観測から得られる大気の安定度や水蒸気の流量と降雨を比較することも意義のあることである。従って低気圧とか前線等はむしろそうした大気の状態をつくり出す要因と考えてここでは直接触れないことにする。高層気象観測地点は一点に限らないが、これと同様な考えにたつ調査はいわゆる地形性降雨等も考慮して屢々なされているけれども⁸⁻¹⁰⁾、対流活動の激しい暖候期にはなされていない。降雨に対し固有の因子である地形もここではむしろ不安定を解消する引金作用としての働きをするものとする。

現在高層気象観測は日に4回、3, 9, 15, 21時になされており、このうち3, 15時は測風、9, 21時はゾンデ観測である。一方降雨の時間的変化は特に大雨の場合に激しく、一地点では1時間～数時間のうちに時間雨量が数10mmの変化を示すことが多い。このように激しい降雨変化を日に4回の高層観測に如何に対

応させるかはまだ問題であるが、今のところ6時間雨量を目標にしている。しかし長期間の各地の毎時雨量を得るのにはかなりの労力を要するので、第一段階として刊行物から得られる日界9時の日雨量を対象とした。高層気象観測資料は近畿南端の潮岬のものを用い、対象領域は高層観測のその領域に対する代表性をよくするために潮岬を中心に約 100 km 以内の範囲とした (Fig. 1)。調査期間は1960年および1961年の6月-10月である。

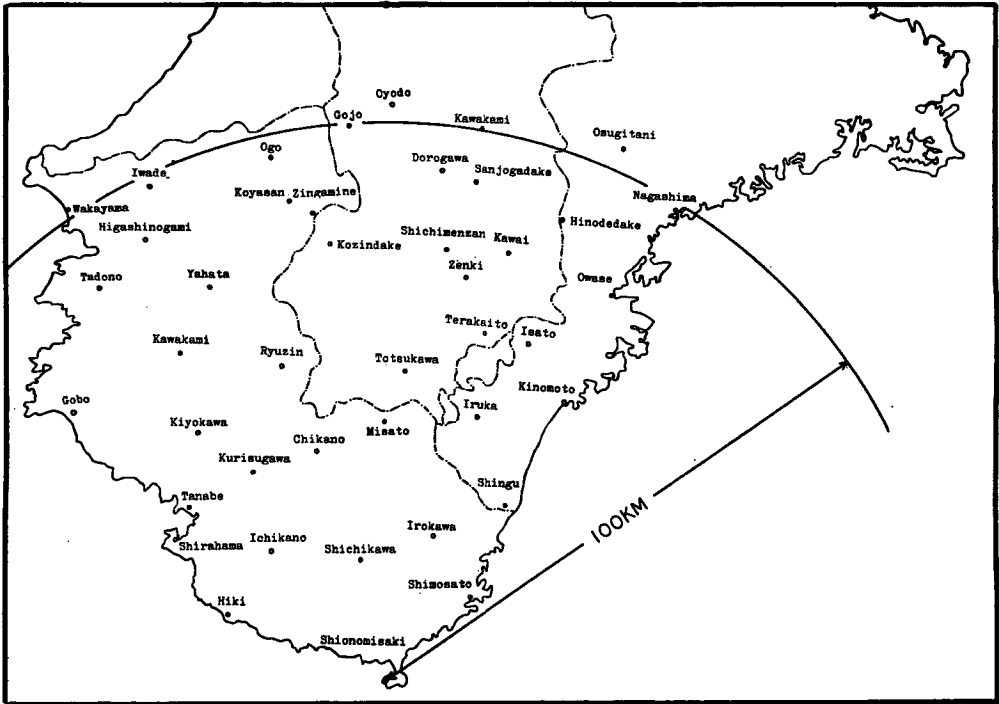


Fig. 1 Objective region and stations of rainfall observation in the region.

2. 調査方針

雨量といってもどこものを扱うか、また大気の安定度をどのような示数で表わすか問題であるが、われわれはこれらのものに次のようなものを選んだ。

1) 雨量 雨量は次の3種類である。

- a) 高層気象観測地点である潮岬の日雨量。
- b) 対象領域内の雨量観測所42地点 (Fig. 1) 中の最大日雨量。
- c) 対象領域内の各日雨量から Thiessen 法で求めた領域の平均雨量 (欠測のある場合には適当に内挿した雨量を用いて平均雨量を求めた)。

2) 大気の安定度 大気の安定度には 500 mb 面の気温と、850 mb 面の空気塊を断熱的に 500 mb 面まで上昇せしめたと仮定した場合の温度との差として示す Showalter の安定度示数¹²⁾を採用した。この示数は正が安定、負が不安定で、米国で経験的に

- 3°C 以下 しゅう雨や雷雨が生じやすい、
- 1°C ~ -2°C 雷雨が多くなる、

-3°C 以下 激しい雷雨がある，
 -6°C 以下 トルネードのおそれがある，

と云われる。対流不安定が種々の高度の層で評価されるのに対し、これは一つの示数で表わされるので便利である。

ここではまだ日雨量を対象に大ざっぱな関係を知ろうとしているので、この地方の南方には高温多湿な小笠原気団があり、南風成分をもった風によって高温多湿な空気がこの地方に運ばれると仮定して、蒸気の流量を直接求めずにそれを風の南風成分で代用する方針をとった。一般に水蒸気の量は下層程多く地上から高度 5 km 程度まででその大部分が占められるので、水蒸気を運ぶ風も下層の風を考える必要があり、そこで次のようなものを選んだ。

3) 下層の風 風は高度と共に微妙に変化する場合があり、水蒸気の流量に果す風の役割を考える場合には特定高度の風だけで下層全体の流れを代表することは不適當と思われる場合が屢々ある。それで今後流れの方向も考えた水蒸気の流量を求めるためにも必要になることを考慮して、高度 500 m から 5 km までの 500 m 毎の 10 個の風の観測値を用いそれらのベクトル平均を求め、これを下層の風とした。今後この論文の中で単に風といえ、この風のことを指すことにする。尚高度 5 km までの風の観測が 4 高度以下の場合は欠測とした。

大気の安定度および水蒸気の流量或いは下層の風を雨量と比較しようとしているけれども、大気の安定度と水蒸気の流量とは互いに独立な因子ではなく、大気の下層部に相対的に湿潤な暖気が流入すれば必然的に安定度は低下する。従って下層の風の南風成分が強くなれば、安定度も低下することが予想される。これらの仮定や予想を確かめつつ、次に調査結果について述べよう。

3. 調査結果

先に述べたように、ここでは水蒸気の流量を下層の風で代用する方針をとることにしたが、これを確かめるために風速 10 m/sec 前後の種々の風向のものを任意に抜き出してその南風成分と、1000 mb 面から 450 mb 面までの間の水蒸気の流量（但しベクトル平均の方向への成分はとってない）とを比較した。両者の関係を Fig. 2 に示す。南風成分の大きいところで水蒸気の流量の少ない点が少しあるけれども、大体の傾向としては南風成分が大きい程水蒸気の流量が多くなっている。こうしてわれわれは水蒸気の流量の代りに風の南風成分を用いて調査を進めることにする。

Fig. 3 に風の南風成分と安定度との関係を示す。縦軸の最大南風成分は、後で日界 9 時の日雨量と対比させるためにとった 9 時から翌日の 9 時までの 5 回の高層観測の中の最大の南風成分である。横軸はその時

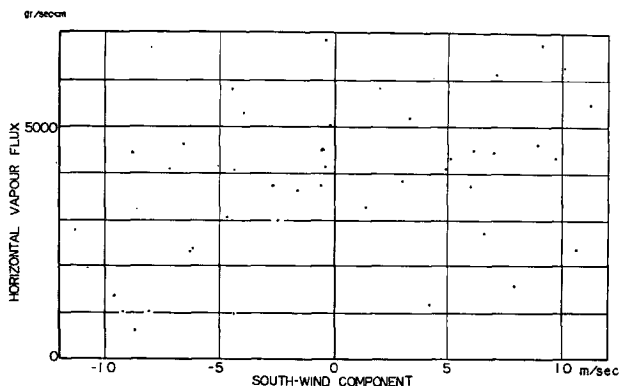


Fig. 2 Relation between south-wind component and horizontal water vapour flux.

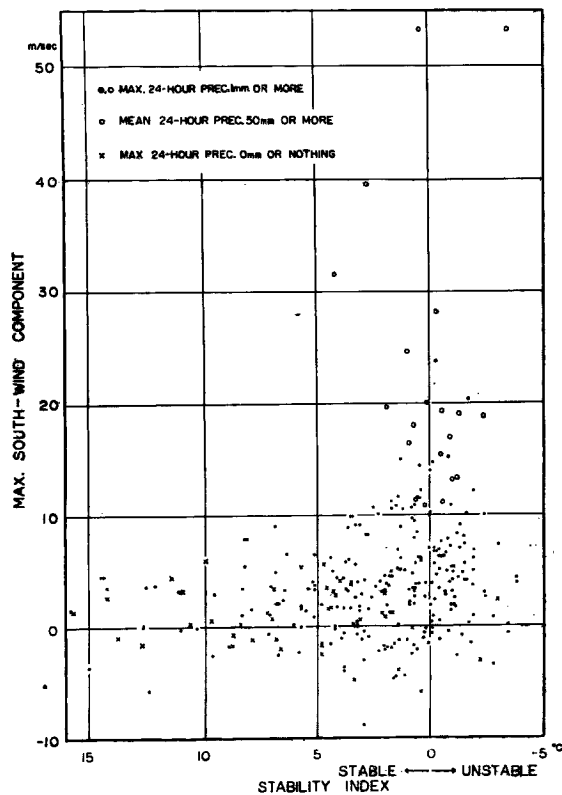


Fig. 3 Relation between south-wind component and stability index.

の安定度示数であるが、測風だけの3時と15時の安定度示数にはその前後9時或いは21時の示数のうちの低いものを採用した。参考のために対象領域の平均雨量が50mm以上の場合と最大日雨量が0mm或いは雨のなかった場合とをそれ以外の場合と区別して示した。南風の強い場合は殆んど安定度示数が $\pm 2^{\circ} \sim 3^{\circ}$ の中にあり、南風が強いからといって安定度が非常に低くなるということとはできない。この場合は後でも示すように大部分雨量が多くなっており、下層が飽和状態に近く、温度の高度変化が湿潤断熱的になっているからだと思われる。

先に述べた3種類の日雨量と、前と同様に9時から翌日の9時までの3つの安定度示数のうちの最低の安定度示数とを比較したものをFig. 4に示す。(a)が潮岬の日雨量、(b)が最大日雨量、(c)が領域の平均雨量と各々最低の安定度示数とを比べたものである。いずれの種類でも雨量の多い場合、例えば(a)および(b)ならば100mm以上、(c)ならば50mm以上ではそれらの大部分が、安定度示数の $1^{\circ} \sim 2^{\circ}$ の間にあり、不安定だからといって雨量は必ずしも多くない。これも先に述べたように下層が飽和に近く、温度の高度変化が湿潤断熱的になっていることを示している。この地域では大気の安定度が非常に低下するということではなく、或る程度のところで対流が盛んになって不安定が解消されるのであろう。

Fig. 5は前と同様に3種類の日雨量と、9時から翌日の9時までの5回の観測中の最大南風成分との関係を示し、(a)が潮岬の雨量、(b)が最大日雨量、(c)が領域の平均雨量の場合である。同図から分るように(a)の潮岬の雨量と風との対応はよくない。(b)の領域内の最大雨量と南風成分との関係はかなりばらつきはあるけれども、南風成分が大きければ雨量も多くなる傾向を示している。同様な傾向は

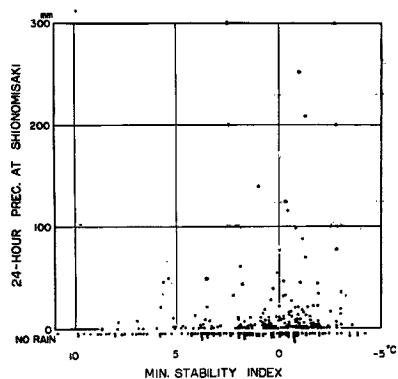


Fig. 4(a) Relation between minimum stability index and 24-hour precipitation at Shionomisaki.

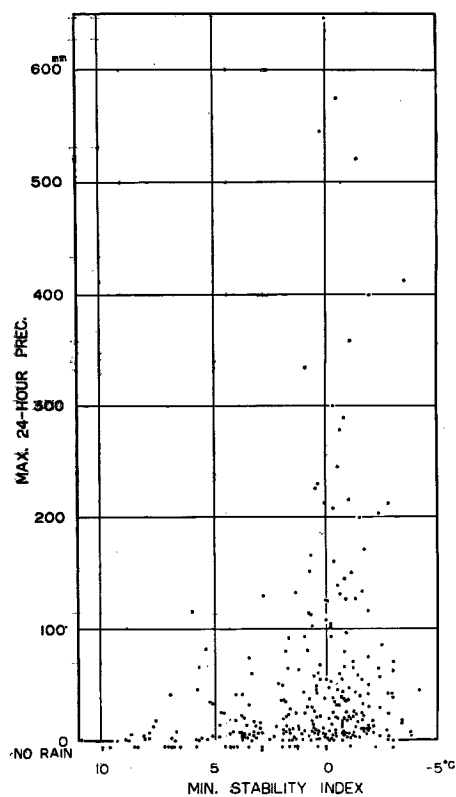


Fig. 4 (b) Relation between minimum stability index and maximum 24-hour precipitation in the objective region.

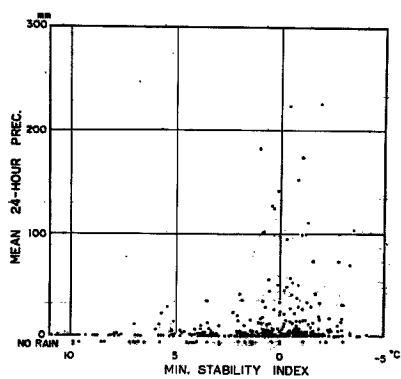


Fig. 4 (c) Relation between minimum stability index and mean 24-hour precipitation in the objective region.

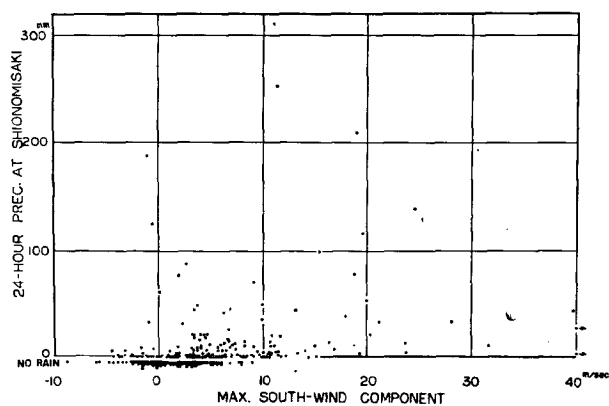


Fig. 5 (a) Relation between maximum south-wind component and 24-hour precipitation at Shionomisaki.

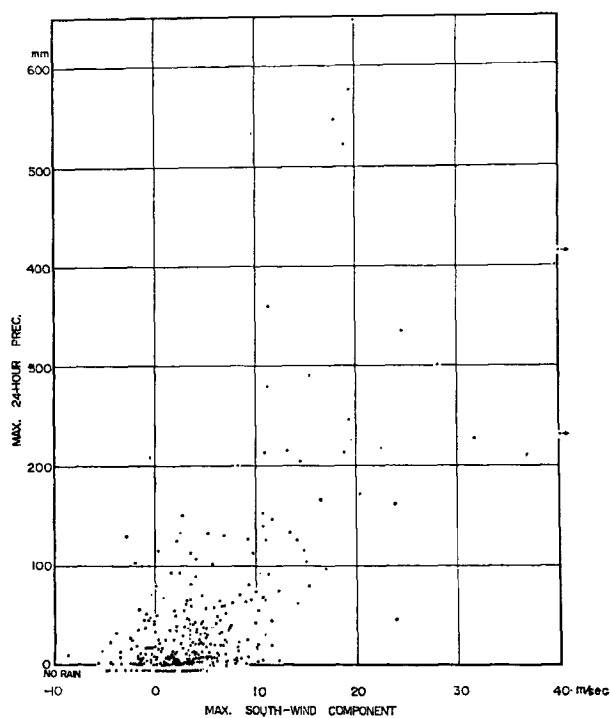


Fig. 5 (b) Relation between maximum south-wind component and maximum 24-hour precipitation in the objective region.

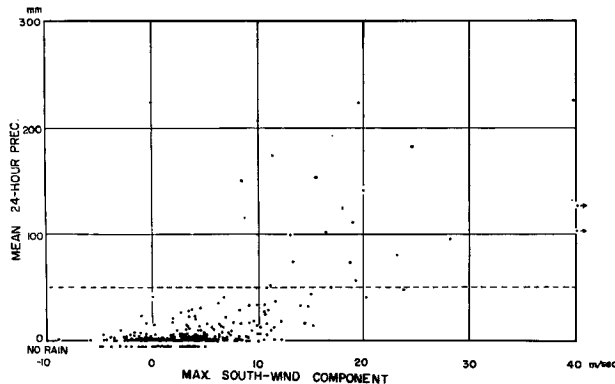


Fig. 5 (c) Relation between maximum south-wind component and mean 24-hour precipitation in the objective region.

(c)の領域の平均雨量と南風成分との関係にも見られ、この場合の方がやや顕著である。注目すべきことは同図に破線で示したように平均雨量が 50 mm 以上の場合は南風成分が 10 m/sec 以上の場合に限定されていることである。平均雨量が 50 mm 以上の場合は20例あって、その時の最大雨量の最低が 97 mm, 17 例の最大雨量が 200 mm を越えていた。これらのことから平均雨量が 50 mm を越えるようなかなり規模の大きい大雨の場合には強い南風成分をもった風の存在が必要ではないかと考えられる。

4. 結 語

暖候期の近畿地方南部の日雨量を対象に、大気の安定度と下層の風との降雨に対する関係を調査した。雨量の多い時の大気の安定度は中立に近い。これはその時少なくとも下層では大気が湿潤断熱状態に近くなっているからだと推定され、このまま安定度を雨量の示数にすることはできない。下層の風の南風成分と最大日雨量および領域の平均雨量との関係は、かなりばらつきはあるけれども、南風成分が強い程雨量が増す傾向があり、規模の大きな大雨の場合には強い南風成分をもった風の存在が必要だと考えられる。高層観測所のある潮岬の日雨量と南風成分との対応はよくない。このことから対象領域をむやみに狭く取っても必ずしもよい結果が得られないことが伺われる。

以上では日雨量を5回の高層観測のうちの極値と対応させたけれども、はじめに述べたように種々の気象要素の時間変化を考え、また日に4回の高層観測を充分に活用する上からも6時間雨量を対象にする方が合理的だと考えられる。先に水蒸気の流量と南風成分との関係で示された点のばらつきが、雨量と南風成分との関係で示された点のばらつきに対応するかどうかは6時間雨量を対象に今後調査する問題になろう。ここでは各種の雨量と風の南風成分を扱ったが、水蒸気の流量と同時にその方向を考慮すれば、雨量分布が問題になってくる。

おわりにこの研究に対して御教示を頂いた中島暢太郎教授および山元龍三郎教授に感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 中島暢太郎ほか：西日本の降雨，気象研究ノート，第16巻，第1号，1965.
- 2) 迎正秋：水蒸気移流量と降雨との関係（第1報）—東海地方の集中豪雨，研究時報，第15巻 2号，1963，106頁.
- 3) 同 上：同上（第2報）—北陸地方の豪雪，同上，第15巻 3号，1963，228頁.
- 4) 小沢正：1961年6月末の豪雨の雨量の雨量分布について，同上，203頁.
- 5) 平沢健造：北海道南部における大雨の量的予報について，同上，第16巻 3号，1964，167頁.

- 6) 大阪管区気象台：降雨予報に関する調査報告，気象庁技術報告，第50号，1966，77頁。
- 7) Noguchi, K., U. Ito and T. Okubo: A numerical treatment of various causes on precipitation and especially on the importance of convective instability, Jour. Meteor. Soc. Japan, Ser II, Vol.37, No.1, 1959, p.1.
- 8) Elliott, R.D. and E.L. Hovind: On convection bands within Pacific coast storms and their relation to storm structure. Jour. App. Meteor., Vol.3, 1964, p.143.
- 9) Elliott, R.D. and R.W. Shaffer: The development of quantitative relationships between orographic precipitation and air mass parameters for use in forecasting and cloud seeding evaluation. Jour. App. Meteor. Vol.1, 1962, p.218.
- 10) Elliott, R.D. and E.L. Hovind: The water balance of orographic clouds. Jour. App. Meteor. Vol.3, 1964, p.235.
- 11) 斉藤直輔：山岳地の冬季降水量の計算と流量との関係，電力気象連絡会彙報，第7巻，67頁。
- 12) Showalter, A.K.: A stability index for thunderstorm forecasting. Bull. Amer. Meteor. Soc., Vol.34, No.6, 1953, p.250.