

干ばつの気象特性と予想に関する研究

広瀬 元孝
運輸省気象研究所

On the Meteorological Characteristics of the Drought in Western Japan and its Seasonal Forecasting

By

M. Hirose

Meteorological Research Institute, Tokyo

Summary

The duration of drought in western Japan is at least 20 days, and is very long compared with the duration of rainfall. In the present study, monthly values of total precipitation, mean pressure, mean temperature and mean 500-mb height are used for explaining the characteristics of drought.

Causes of rainfall may be divided into the local and the synoptic. The local characteristic of rainfall is explained by the maps of correlation between the amount of precipitation and the surface pressure at the same station, and also the maps of correlation between precipitation and surface temperature.

In these rain-pressure correlation maps (Fig 3), the negative correlation area centred off the Pacific coast of Japan in summer is remarkable, along with the negative correlation zone over the coast of Japan Sea in January (Fig 2). In western Japan, the correlation is weaker, showing that the rainfall in this region may rather be affected by pressure systems in distant regions.

Nearly all droughts of western Japan occur in August. As will be seen in the rain-temperature correlation maps (Fig 5), the correlation in Western Japan is negative in summer, indicating the possible effect of the temperature field upon the occurrence of drought.

Next, we studied the synoptic characteristics of rain fall (including drought). Figs. 6 and 10 show the normal rainfall patterns. On the basis of them, the rainfall patterns orthogonal to the normal ones are calculated by using empirical analysis. An example of these orthogonal pattern is shown in Fig 8.

The pressure and temperature patterns associated with these rainfall pat-

terns is shown in Figs. 7, 9, 11.

These patterns show that the subtropical high over the Yellow Sea and Japan Sea is another cause of drought.

Finally, the results of our seasonal test forecasts of the drought coefficient in western Japan are summarized in Table 2.

目 次

1. 干ばつ気象の問題点	48	4. 干ばつ示数と干ばつの長期予報	54
2. 降水機巧の地域特性	49	5. 結 論	56
3. 西日本を中心とする極東域の降水型 と干ばつの発生機巧	51	参 考 文 献	56

1. 干ばつ気象の問題点

無降水の状態が1カ月もつづけば、もちろん典型的な干ばつであるが、その外干ばつには、降水回数は適当にあるが、一雨あたりの降水量が少なく、数カ月、甚だしきは数年に亘って、全体としての降水量が、いちじるしく少ない場合もある(6)。前者のような干ばつは、主として農作物を中心とした植物系に干害を起すが、後者のような場合は、ダムや河川、地下水などの水利用計画の齟齬による干害となって現われてくる。

気象現象としての、このような干ばつの問題点の第一は、「干ばつを如何なる気象要素で如何に表現するか」ということである。干ばつという気象現象は、それに附随して起っている干害とは、もちろん無関係ではない。むしろ問題は、干害から起っていると云ってよい。しかし干害といっても、農作物から、ダム、河川まで、被害対象が多方面に亘っているため、あらゆる干害を気象要素を使って、一義的に表現することは困難である。ここでは、旱害を考慮しないわけではないが、気象現象としての旱ばつに重点をおいて考えることにする。

さて干ばつを表わす気象要素の第1は、もちろん降水量であるが、第2は蒸発量であろう。すなわち、無降水と相まって多量の蒸発が干害を深めるからである。さらに過去の干害の報告が8月に集中していることを考えると、気温も蒸発に直結する量として重要な要素であるし、日照も密接に関係してくる。降水量、気温、気圧などの気象要素相互の統計的な関係から、干ばつの程度を表わす示数を考えるべきである。

気象現象としての干ばつの問題点の第2は、これの継続時間の異常な長さである。低温や大雨などは、比較的短い時間の異常現象であるから、毎日の天気図との対応がつけられる筈であるが、干ばつの場合、一日や二日くらい日照りがつづいても、干ばつとは云われぬ。夏期まったく無降水という極端な場合でも少なくとも継続日数が20日以上あって、はじめて干害として現われてくることから考えると、少なくとも月単位以上の気象要素をとるべきであろう。しかし降水の継続日数が数日しかないことを考えると、月総降水量の意味がはっきりしなくなる。ここでは、干ばつに重点をおいているので、やはり月降水量をとり扱うことにする。そして、このような長期間平均天気図によって、かえって干ばつの特性が、うきぼりにされる筈のものである。もちろん時間平均天気図にも多少の問題がないわけではない。月降水量について述べたと同様、これによって長期間の特性は判るが、個々の日の記述は曖昧になるからである。たとえば「月の前半は、高低気圧が順調に経過したが、低気圧や前線は北方をかすめて通り、西日本に降水はなかった。後半は台風が頻発したが何れも現地をさけて通り、やはり降水はなかった。」このような場合、干ばつとしては1カ月もつづいているが、日々の天気図型の性質は大きく変ってしまっている。長期平均値ないし、これの天気図に、このような欠点はあっても、干ばつの現象の継続時間の長さ重点をおく場合、調査解析の基本資料としては、月平均値ないし月平均天気図を使用することが妥当であると考えられる。

気象現象としての干ばつの第3の問題点は、干

ばつの局地性と広域性に関するものである。気象学的には、降水あるいは無降水は、その土地の上昇あるいは下降気流に起因することは云うまでもないが、降水や早ばつ現象を synoptic にみると、原因は局地性と、広域性に分けて考えられる。山一つへだてただけで、片方は干ばつ、片方は豊作といった例があるが、これが干ばつの局地性である。地質や水利の便を別にしても、これは降水の局地性と同じく、主として地形に起因する局地の気象現象である。降水原因には、この外、高低気圧や台風など、1,000 Km以上の所謂 synoptic scale の現象に起因するものがあり、これを干ばつの広域性と呼ぶことにする。

干ばつの気象学的な問題点の第4は、これに附随して起っている大気大循環の長期間に亘る異常な偏倚と、これの長期予報に関するものである。これは気象学そのものにとっても根本の問題で、干ばつの研究で、これまで立入る必要はないかも知れない。しかし干ばつという北半球的には比較的局地的現象を、この広域の大循環変動の component として、関連させて理解することは、干ばつにとってきわめて重要な問題である。

大気大循環の理論的な根拠は、研究途上の問題であるし、理論的な方法による長期の予報はもちろん不可能で、現段階では統計的な手段による外はない。すなわち複雑な大気大循環を、干ばつという気象現象を通して統計的に記述し、逆に、このような干ばつ型大循環の変動から、干ばつを記述し、予報するという方式の開発が望ましいわけである。

2. 降水機巧の地域特性

「日照りがつづく、あるいは雨が降る」と云う現象を起す要因の第1は、云うまでもなく、その土地が高気圧圏内にあるか、あるいは低気圧、台風などの域内にあるかと云うことである。しかし、たとえば冬季の北陸の雪は、西高東低型の吹き出しの時に多いとされており、この場合遠く離れたところにある高気圧や低気圧が原因となっている。すなわち降水要因は、前節の問題点、第3で指摘したように現地の気象状況によるものと、遠隔地の状況によるものと二種類に分けて考えられる。この節では前者の要因について、西日本を中心とする極東各地の特性について調べた結果を報告する。

まず降水要因としての現地の気圧系との関係を

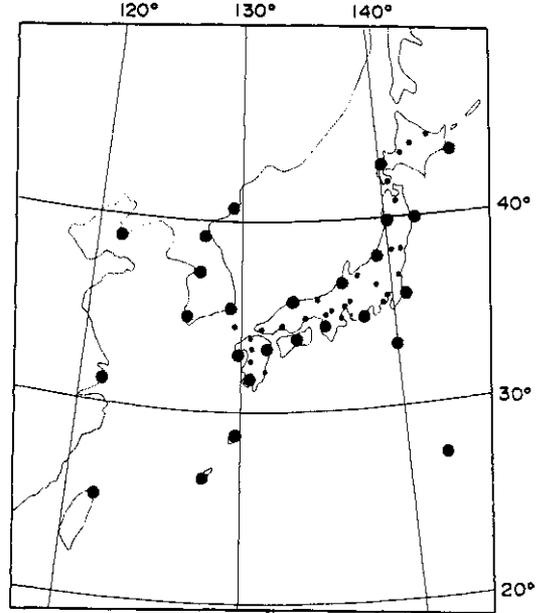


図-1 26-Station and 14-reference station

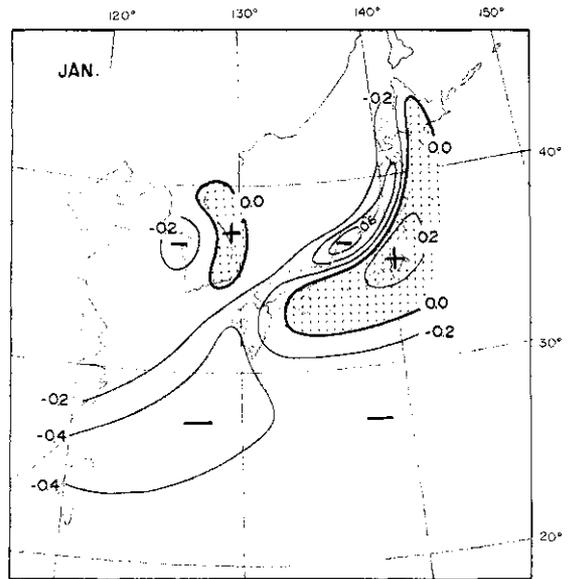


図-2 Correlation between rain and pressure in January

求めるため、降水量と、その土地の気圧との相関係数を計算した。資料は1907年から1942

年までの36年間の月別の気候値で、第1図に示すように西日本を中心とする26地点(太丸の地点)について計算した。西日本を中心とした広域の pattern を考えると、北朝鮮、大陸沿岸は現象の気象学的スケールからみて欠くことが出来ない。このため、資料の中に1943年以降を含めることが出来なかつたのである。しかしながら国内については、さらに多くの地点と年数を採ることが出来るので、第1図中細丸で示す40地点の1891年から1967年の気候値による結果も参考にした。太丸で示した極東域の26地点は、後で述べる経験的直交関係による解析に使用した地点で、この地点数は使用した電子計算機の性能によって制限された数である。しかし、この程度で現象の synoptic scale を表現するには充分であるし、36年間という期間も、充分統計的な信頼度に耐える数値である。

解析はすべて、各月別に行ったが、ここで夏期4カ月と、さらに pattern の特性を対照させるため1月の結果をも示した。

第2図は、1月における各地の降水量と、おなじ地点における気圧との相関図である。この月最大の関心は、北陸の雪であるが、これが、現地の気圧と0.6以上という極めて高い逆相関を示している。このことから北陸の雪は、西高東低の状況の下、さらに日本海袋型気圧配置、あるいは北陸不連続線と云われるものが強く影響していることが判る。また朝鮮半島も東西にほぼ、日本列島の南北と弱いながら、おなじ対応をしているのも注目してよい。

第3図は8月における降水量と気圧との相関図であるが、夏期の各月に共通して云えることは、本邦南方海域に、常時0.5以上の強い負相関域のあることで、これは、この地方は低気圧性の擾乱があれば、常にこれによって降水があり、反対に高気圧の pattern が卓越していると降水量が少ないことを示している。当然のこのようであるが、図をみると、この当然の領域は本邦南方域に限られている。5月、6月はもちろん8月、9月にもこの地方に存在するから、もちろん梅雨前線とは関係なく、1月の北陸沿岸における負相関域と同様、何らかの意味の広域の地形に起因するものと思われる。西日本を含む他の地域では、現地の気圧とは相関が小さく、この地方の雨は広域の気圧系と関係が深いことを暗示している。なお、

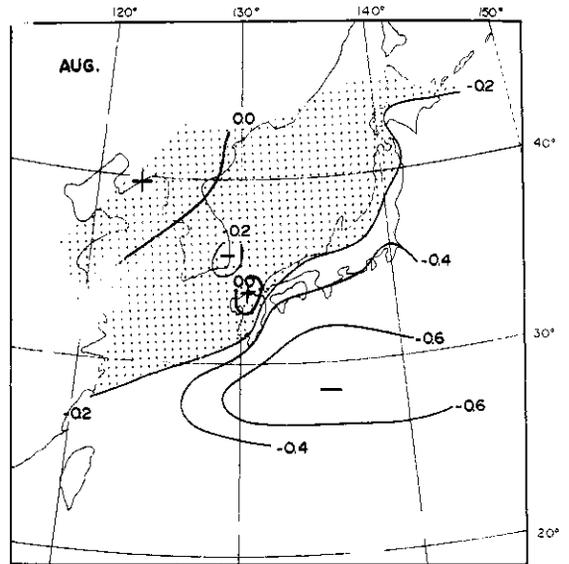


図-3 Correlation between rain and pressure in August

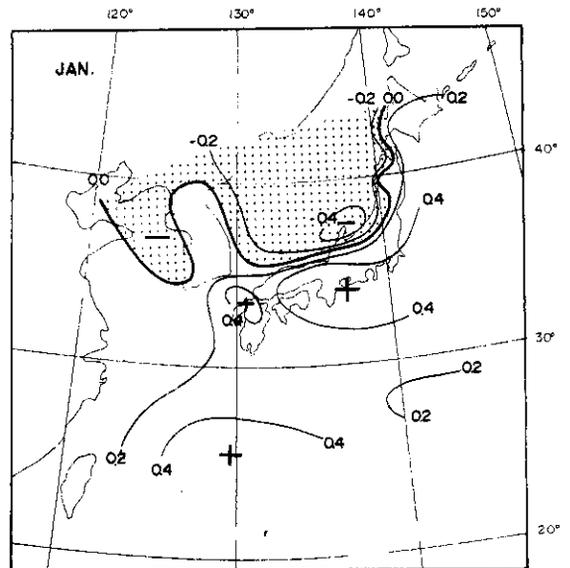


図-4 Correlation between rain and temperature in January

この点については次節で説明することにする。

第4図は1月における降水量と現地気温との相関図である。この相関図を見て判ることは、北陸

などの特殊な地域を除くすべての地点で降水量は気温と正相関になっていることである。これは6~9月を除くすべての月について成立している事実で、気温が平年より高ければ含有水蒸気量が多く、擾乱の通過は常に適当にあることを仮定すれば、このような関係が成立つことが予想される。

また、第5図をみると、本邦南方海域を中心として、日本海を除く殆どの地域で降水量が気温と負相関で、これは本邦夏季の天候に影響の大きい小笠原高気圧によるものと思われる。とくに夏季、降水量が気温と逆相関関係にあることは、降水量が少なれば気温高く、蒸発量も多くなり、これが干ばつを深める原因の一つと考えられる。

3. 西日本を中心とする極東域の降水型と干ばつの発生機構

第6図、第10図は、それぞれ6月と8月の降水量平年値図である。さきに述べたように降水量は局地性が強く、とくに陸地上では観測点を多くすると、等値線はますます不規則になる。ここではシノプティクススケールの降水量を表現すると云う立場から、基本となっている26地点の降水量を中心に、モデル的に等値線を引いた。7月、8月の平年降水量図に、とくに顕著に現われていることであるが本邦上の内陸部では、1年を通じて雨量が少ない。他の精密な気候図(1)と比較すると、

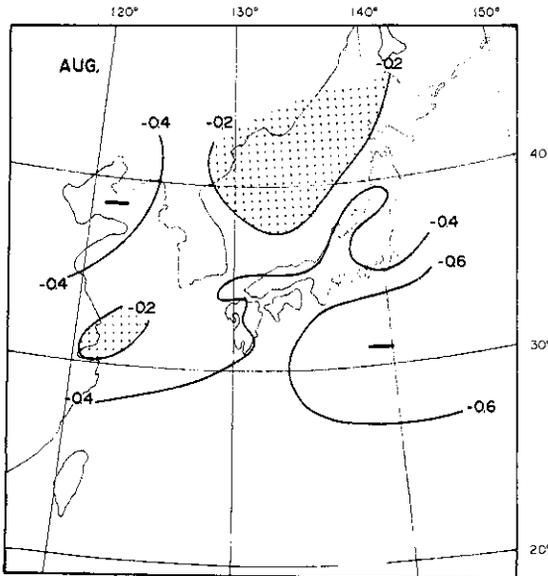


図-5 Correlation between rain and temperature in August

主風の風下側で少ないように見える。とくに7月、8月の平年図をみると、西日本を中心として南北に広い降水量の多い地域があり、その中で西日本だけが少なくなっているように見られ、したがって、もし後述するように、この多雨全体が一つの原因で支配されているとすると、その原因の弱い年に当たった場合、多雨域全体の降水量が少なくなり、とくに西日本は干ばつの危険があるわけで、これも干ばつ発生の原因と考えてよい。

以上は平年の降水分布についての結論であるが、つぎに年年の降水分布について、降水現象の広域の原因を考えることにする。基本的には、ある地点の降水量をとり、これと他の地点の気圧、気温などとの相関図を求め、これをすべての地点の降水量について行えばよい。したがって26地点全部で $26 \times 26 = 676$ 枚の相関図が得られるわけである。これは両地点の降水量に密接な相関関係があるからである。さらに離れた地点同志の図の系列にも、符号が反対になっているだけで、よく似ているものを見つかることがある。これは両地点の降水量が逆相関の関係になっているからである。このように見てくると、この場合、676枚の相関図の型も何種類かに分類されてくる。これを定量的に、かつ客観的に行なうのが、経験的直交関数による解析法である(2)。

いま、ある月の極東域における降水量を $R(K, N)$ とする。

K は1907年を1とし、1942年を36とする年番号

N は地点番号(1-26)

$R(K, N)$ は各地の平年値からの偏差で表はされているものとする。いま、この $R(K, N)$ を降水型を表わす時間によらない項 $Y_j(N)$ と、降水型の年年の変化を示す $Q_j(K)$ によって次のように表わすことを考える。

$$R(K, N) = \sum_j Y_j(N) \cdot Q_j(K) \quad (1)$$

ここで $Y_j(N)$ は経験的直交関数と呼ばれるもので、 $Y_j(N), Q_j(N)$ は次の関係を満足している。

$$\sum_N Y_i(N) \cdot Y_j(N) = \delta_{ij}$$

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & i = j \\ 0 & i \neq j \end{cases} \quad (2)$$

$$\sum_N Q_i(K) \cdot Q_j(K) = D$$

(Dは対角行列)

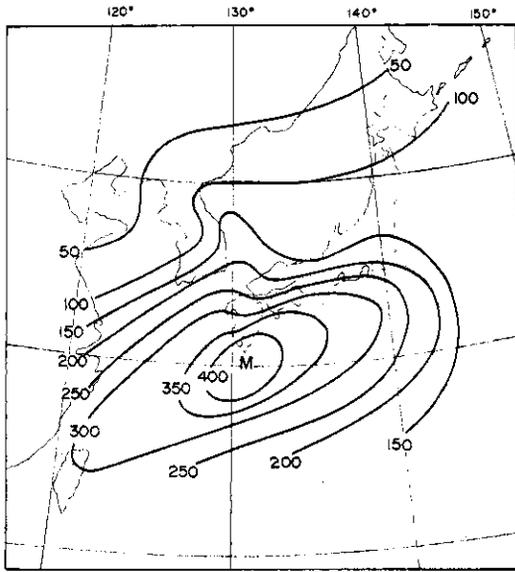


図-6 Normal rainfall pattern in June(mm)

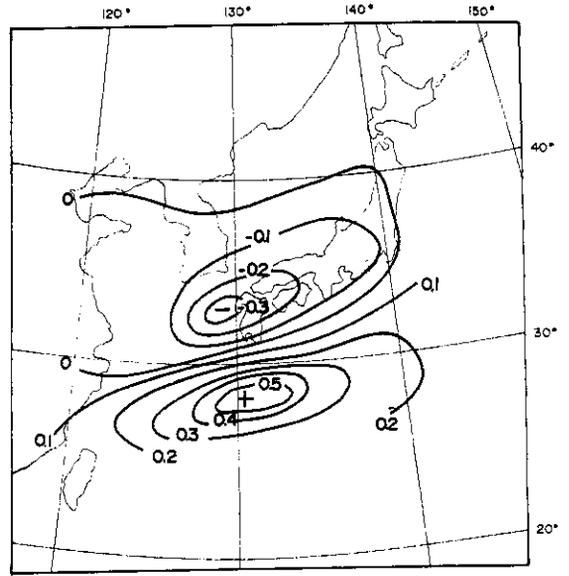


図-8 Rainfall pattern orthogonal to the normal rainfall pattern in June (Component of eigen vector)

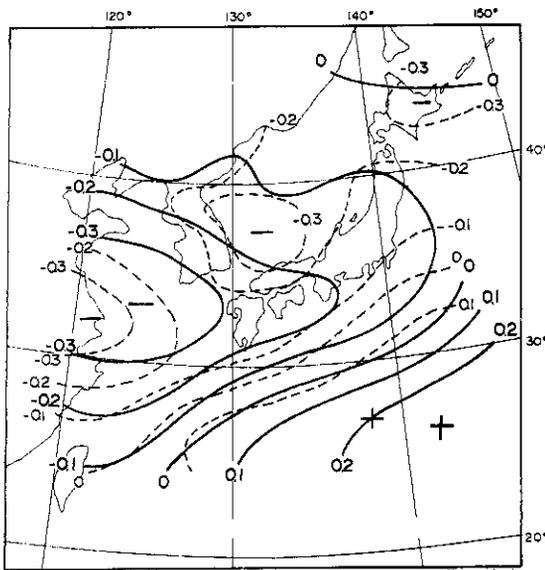


図-7 Pressure(solid line)and temperature (broken line) pattern associated with the normal rainfall pattern in June

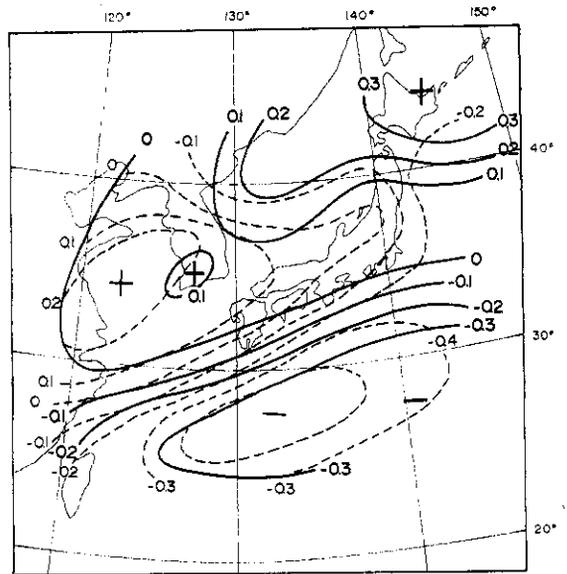


図-9 Pressure and temperature pattern associated with rainfall pattern in Fig 8

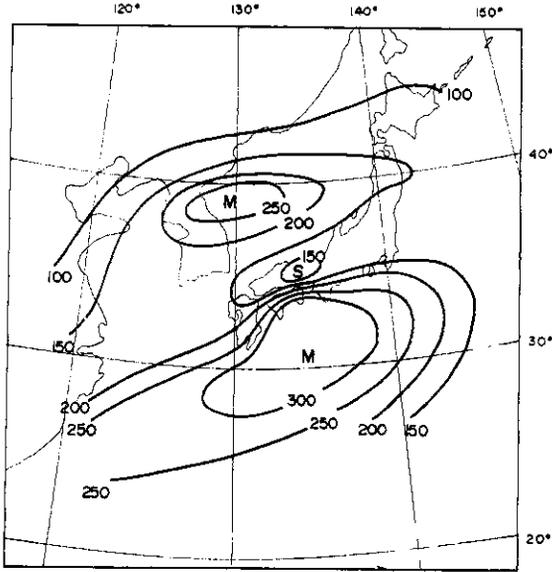


図-10 August normal rainfall pattern

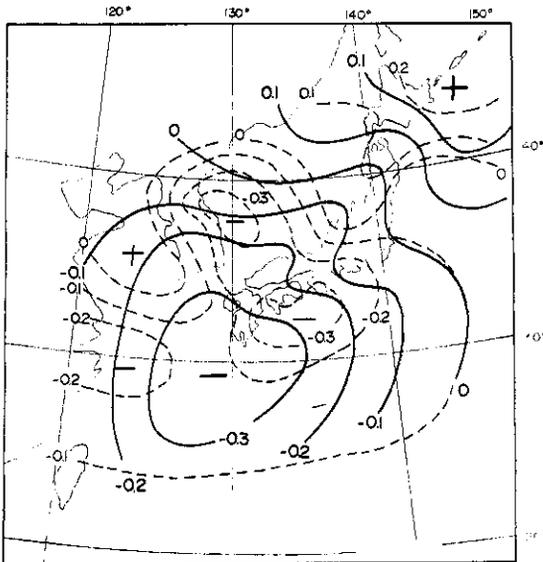


図-11 Pressure and temperature pattern associated with the normal rainfall pattern in August

さて、このような $Y_j(N), Q_j(K)$ は、つぎのようにして求める。

いま $R(K, N)$ の共分散行列を $A(N, M)$ とし

$$A(N, M) = \sum_K R(K, N) \cdot R(K, M) \quad (4)$$

$A(N, M)$ の固有ベクトルを計算すると、これが $Y_j(N)$ である。 $Y_j(N)$ が求まれば、

$$Q_j(K) = \sum_N R(K, N) \cdot Y_j(N) \quad (5)$$

から $Q_j(K)$ が決まる。

(3)式の対角行列 D の対角要素の総和は、極東域26地点、36年間の総変動度であるから、個々の降水 pattern (固有ベクトル $Y_j(N)$) が、26地点、36年の全降水量の何%を表わしているかを求めることもできる。

以上が経験的直交関数による解析法の概要であるが、ここで得られる pattern は、すべて平年からの偏差の pattern であって、平年値の降水分布型とは無関係である。さきに示したように気圧、気温の平年分布図とちがって、降水量の平年値図は、きわめて特徴的な型をしており、その月の天候状態をよく表わしている。このため、ここでは、降水量平年図も、降水型の基本型として採用することにした。この場合、上述の経験的直交関数による解析法は、若干の変更を必要とする。実際には、次のような計算を行った。

いますべての降水量を $\sqrt{R+400}$ によって変換し、これを $R(K, N)$ で表わすことにする。平年降水分布を $R_N(N)$ とし、これをつぎのように正規化しておく。

$$R_N(N) = R_N(N) / R_G \quad (6)$$

$$R_G = \sum_N R_N(N) \cdot R_N(N) \quad (7)$$

この $R_N(N)$ と年々の $R(K, N)$ との関係は(5)式と同様に

$$Q(K) = \sum_N R(K, N) \cdot R_N(N) \quad (8)$$

である。いま、この $R_N(N)$ で記述された残りの降水量を $R'(K, N)$ とすると

$$R'(K, N) = R(K, N) - Q(K) \cdot R_N(N) \quad (9)$$

である。上式の第2項が平年値の場合は $R'(K, N)$ は偏差分布である。この $R'(K, N)$ を改めて $R(K, N)$ とし、この $R(K, N)$ について、前述の経験的直交関数による解析を行なえば、第2、第3、……の降水分布型(固有ベクトル $Y_j(N)$) が求められる。次表は、このようにして

めた平年値 pattern および、これに直交する降水 pattern が、ここで計算した極東域、全降水量の何%を記述するかを示したものである。

TABLE 1 Part of the table represent percent of total variance of normal rain fall pattern and the orthogonal to normal pattern over the Far East Asia. (in %)

	JAN	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP
normal	12.1	10.0	18.8	18.1	11.4	14.5
orthogonal (comp-1)	31.1	29.7	24.4	21.4	16.6	21.4
.....

この表で示した%の平方根が相関係数に比例するので、固有ベクトルをあと2~3個もとれば、各月とも総計が60~70%になり、これら数個の降水型だけで、全域の36年間の降水量を客観的に0.8以上の相関係数で表現することが出来るのである。

つぎにこのようにして求めた降水型に対応する気圧、気温型を求めめるわけであるが、Kutzbach (3)は、これら三要素を一まとめにして経験的直交関数による解析をしている。まったく異種のもを、一まとめにして計算することに疑問があるし、つぎのようにして計算した方が、synoptic な経験とも一致した型が得られる。

いま、年年の気圧(気温)をP(K, N)、気圧(気温)型をPN(N)で表わすとすると

$$PN(N) = \sum_K Q(K) \cdot P(K, N) \quad (4)$$

Q(K)は(3)式および(5)式から得られたものを用いる。

6月の平年雨量図(第6図)に対応する気圧、気温の pattern は、第7図に示されている。図中、気圧は実線、気温は点線で表わしてある。

これによると、西日本の梅雨量は、所謂オホソク海高気圧とは直接には無関係で、本邦南方の気圧、気温の正偏差(背の高い高気圧—小笠原高気圧)が発達し、黄海から日本海の気圧、気温が負偏差のとき、同時に南西諸島方面にbrontai zoneの強い地帯が現われ、梅雨量を多くする。反対に黄海から日本海方面に亜熱帯高気圧が張り出すと梅雨量は少ない。梅雨量の多寡が、8月盛夏期の干ばつの誘因となることも多く、梅雨期の降水の研究も、干ばつ研究にとっては欠かせないものである。

つぎに(9)式によって得られた雨量分布を経験直交関数解析をして求めた第1成分を第8図に示す。この雨量 pattern は平年値図とちがって、固有ベクトルの成分で表わしてあるが、第6図と比較すると判るように、この図の雨量最大域の両端に、正夏の中心が位置している。第1表から判るようにこの二つの型だけで6月全雨量の43.2%(相関係数0.66)が記述されている。この第2の雨量 pattern に対応する気圧、気温 pattern を第9図に示す。第7図と比較すると、符号が反対になっているが、すこしずれているだけで、よく似ている。やはり梅雨の多寡は黄海から日本海に亜熱帯高気圧が張り出すか、本邦南方域に小笠原高気圧が張り出すかに懸っていることが判る。

6月、8月における降水量平年値図と、これに対応する気圧、気圧 pattern は、それぞれ第7図、第11図に示す。さきに述べたように降水量平年値図は、日本列島だけ少なくなった、くびれた型をしているが、これ全体として、本邦を囲む一つの多雨域と考えてよいことは、これに対応する第7図、第11図を見れば、原因が一つであることから理解されよう。昭和14年の干ばつをはじめ、昭和39年、昭和42年、何れも亜熱帯高気圧が黄海から日本海まで張り出しており(4)、これが西日本干ばつの有力な原因であることが、降水 pattern と関連させて客観的に示されているわけである。

ここでは降水型として、平年値分布を含めて、4~5個とって考えた。さきに述べたように、これだけで、極東全域、36年間の全降水量の60~70%を記述することができる。これで相関係数は0.8でいどにはなるわけであるが、他の要素を使った経験的直交関数解析のように、90%以上にすると、pattern として、きわめてスケールの小さいものが現われ、synoptic scaleより小さくなってしまふ。これは、やはりさきに述べた降水量の局地性のためで、干ばつの研究には、この部分の調査がどの程度重要であるかを、定量的に云い表わしているものと思ふ。

4. 干ばつ指数と干ばつの長期予報

さきの解析から明らかなように、夏期、西日本の降水量は気温と逆相関を示している。一般に気温が蒸発量に比例することから、仮りに月降水量と気温の比のようなものを考えて、これを干ばつ

示数と呼ぶことにする。この示数は農業気象学でいう雨量係数や乾燥示数気候学で砂漠などの気候区分に使用されている降水効率などとまったく類似の示数であるが(5)、西日本盛夏期の降水と気温との逆相関から考えて、この地方、この季節の干ばつ示数としては適切な示数であると思われる。

7月、8月以外の6月、9月については、降水量と気温との逆相関は、それほど顕著でなく、寒候季を中心とする残りの他の月は、反対に気温と正相関になっている。

干ばつ度 = 降水量 - 蒸発量

と考えると、気温は、右辺の二項とも正相関になっているわけで、降水量と気温比は、他の季節では、必ずしも適切な示数とは云い難い。干ばつ示数には、もちろん、まだ問題が多いが、一応干ばつの一番頻発する8月を目標に、干ばつ示数の長期予報を試みた。

季節予報の現況については、各国、その方法は、まったく、まちまちで、ある一つの方法を中心に、多数の方法を併用しているのが一般である。さらにこれをルーチンに発表しているのは、日本、ソビエトくらいのもので、米国でも試験予報でいどである。これらの事実は、何れの方法も決定的に他を離して、すぐれていないことを示しているものとみて、差支えない。ここでは筆者が開発中の予報法による結果について報告することにする。

第12図は、鹿児島県の干ばつ示数 $(\sqrt{R+400}/T)$ と北半球月平均500 mb 高度との8月における同時相関図である。資料は1947年から1967年まで、21年間のもので、3節で説明したように、亜熱帯高気圧の北偏と強化が、この地方に干ばつをもたらすことを示している。

これは同時相関図であるが、このように8月の干ばつ示数を中心に、7月の500 mb patternとの過去21年間の相関係数を計算すれば、今度は1カ月のLag-相関図が得られ、順次6月、5月、……と、それぞれ2カ月、3カ月のLag-相関図を求めることが出来る。そして、これらの相関図と、実際の北半球500 mb 偏差図を比較することによって、8月の干ばつ示数が予報される。

さて注目すべきは、ここで計算された相関関係は、その一部で、一般的な関係ではないことである。1カ月予報を例として説明すると、いま干ばつ示数の平年からの偏差値の時系列を $RT(J)$

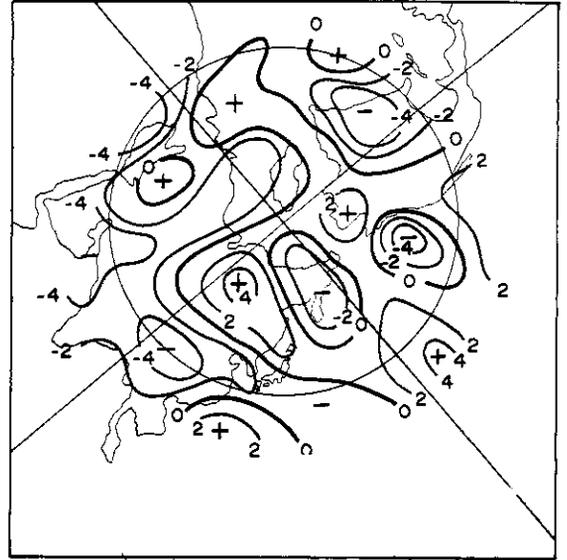


図-12 Correlations between $\sqrt{R+400}/T$ at Kagoshima in August and monthly mean 500mb heights over northern hemisphere (correlation in ten times of digit)

とする。ここでJは、1968年8月を1として、これから1947年2月までさかのぼった月番号である。また北半球各地の500 mb 高度を $Z(J, N)$ とする。Nは北半球上緯度経度10度毎の格子点の地点番号、Jは干ばつ示数とちがって、1968年7月を1とし、1947年1月まで、さかのぼった月番号である。 $Z(J, N)$ も平年からの偏差値とする。

いま

$$S(J, N) = Z(J, N) \cdot RT(J) \quad (11)$$

とすると、さきに説明した1カ月のLag-相関図は、Jの月番号のうち、7月だけを500 mb 高度から21個(21年間)とって平均したものである。

米国北東部では、1962年以来、連続干ばつに襲われた。我国でも1964年、1967年西日本は干ばつであった。これは、何れも最近数年間、北半球的に亜熱帯高気圧が発達し、極地方が寒冷化した影響であるとされている(4, 6, 7)。このように干ばつ現象は勿論、他の気象要素にもある種の気候的な変動がある。さらに(11)式で示される $S(J, N)$ のJのあるとり方による予報が、

ある年代を境にして、まったく反対になってくる
ことがある。これは相関の反転と呼ばれている現象で、さきの気候変動とともに、長期予報上の重要な問題点となっている。したがって、(11)式のS
(J, N)のうち、相関関係をもっともよく安定に記述するJのとり方が、予報精度を決定するものと考えられる。

ここでは、さきに述べたように12カ月毎に21年間とったもので、長期の関係を表わし、さらに最近24カ月とったもので、短期の傾向をみるようにして出来た相関 pattern の一つをH(N)とし、H(N)をつぎのように正規化しておく。

$$H(N) = H(N) / HG \quad (12)$$

$$HG = \sqrt{\sum_N H(N) \cdot H(N)} \quad (13)$$

この H(N) から

$$RF(J) = \sum_N Z(J, N) \cdot H(N) \quad (14)$$

を求めると、これは、干ばつ示数RT(J)に比例する量である。このようにして、それぞれのH(N)から得られたRF(J)を組合せて予報値を得ることが出来る。

次表は西日本に、鹿児島、宮崎、熊本、長崎、
厳原、福岡、大分、高知、広島、大阪の10地点
をとり、これらの干ばつ示数の合計値の平年からの
偏差値を、4月までの北半球500mb 高度から
予報した結果である。何れも独立予報による結
果であることからみると、現行の各国の季節予報
水準と比べて、かなりよい結果であるように思う。

Table 2 Results of seasonal forecast at 1st May
in each year for the total drought coefficient
($\sqrt{R+400}/T$) of 10-stations in west Japan.
(independent forecast)

month	CORR	year	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68
AUG.	0.556	OBS	1.1	0.3	-0.6	-0.2	-0.5	-0.4	0.2	1.0	0.3	1.0	-0.1	-0.7	-0.1	0.1	1.5	-0.5	-0.4	0.0	-1.4	-0.2
		FCST	3.3	0.6	0.9	1.4	0.3	-4.3	1.9	1.8	-2.2	-0.5	-2.3	-0.5	-1.3	-0.7	5.2	-4.2	-2.6	2.2	-1.9	-1.1
JUL.	0.602	OBS	0.9	-0.1	2.6	0.3	0.0	2.2	-0.4	-1.3	1.7	-2.1	0.1	-1.8	-1.1	1.1	-0.7	-2.0	0.1	-0.5	0.2	1.0
		FCST	1.5	0.0	1.2	-1.0	1.2	2.5	-1.4	0.1	1.9	-2.9	0.6	-1.0	-0.3	0.3	-6.8	-3.3	0.8	-0.7	-0.8	7.3
JUN.	0.326	OBS	1.9	0.1	-0.4	0.6	2.8	3.0	-0.3	-0.3	0.4	-1.5	-1.7	-0.6	-1.6	0.5	-0.1	0.2	0.2	-0.7	-2.3	-0.3
		FCST	0.6	3.3	0.1	-0.9	3.6	2.6	-2.2	-1.7	1.6	-3.0	-2.1	-1.4	0.8	-1.2	-12.5	4.2	1.6	-0.5	0.1	3.0

5. 結 語

はじめに干ばつ気象の問題点として4項目をとりあげたが、これらは何れも最終的には気象災害、あるいは気象学そのものの、根本に結びつく問題であって容易ではない。今回得られた結果を要約するとつぎのようになる。

まず干ばつの気象学的な原因は

1. 夏季降水量が気温と負相関であること。
2. 梅雨があけると、西日本は乾期に入るとされているが、実は、大きな多雨域の中の小雨域に入っているというべきで、この地域全体の雨量が、何らかの原因で少ないとき、西日方は、さらに雨量少なく、干ばつになる。
3. シノプティックには、黄海から、日本海に張り出す亜熱帯高気圧が干ばつの原因である。

つぎに干ばつの季節予報の立場からいうと、この地方の $\sqrt{R+400}/T$ は、北半球的な広域のパターンとの相関がよく、一応の予報成績を得ることができることがわかった。

今後の問題として、干ばつ気象にとりあげられるべきものは、蒸発と日照があり、さらにいま一つ干ばつの局地性の問題がある。もちろん、これらは、これまでもいろいろ調べられてはいるが、何れも気候学的で、現実の大気大循環と結びついていない。少なくとも動気候学的な調査が必要であろうと思われる。

参 考 文 献

- 1) 齊藤練一(1958):日本の気候,東京堂
- 2) E. N. Lorentz(1956): Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Predictions. Scientific report 61, Statistical forecasting Project. Department of Meteorology, M. I. T.
- 3) J. E. Kutzbach(1967): Empirical Eigen Vector of Sea-level complexes over North America. Journal of Applied

- Meteorology. 6, 791-802
- 4) 荒川秀俊, 広瀬元考(1967): 今夏の西日本の干ばつ — 特に世界的な干ばつ傾向と関連して — 水利科学, 58, 33-44
 - 5) 気象学ハンドブック, 技報堂, P 872, P 146
 - 6) J. Namias (1966): Nature and Possible Causes of the Northeastern United States Drought during 1962-1965. Monthly Weather Review. 94, 543-554
 - 7) J. Namias (1967): Further Studies of Drought over Northern United States. Monthly Weather Review. 95. 497-508