

暖冬・寒冬における降水量分布の変動と 低気圧の関係

田 坂 郁 夫

The Relationships between the Fluctuation of Rainfall Distributions and Lows during Warm Winters and Cold Winters

Ikuo TASAKA

The relationships between the fluctuation of rainfall distributions and lows during warm winters and cold winters were investigated. The amount of rainfall on the Pacific side of Japan increases during warm winters, and that of the Japan Sea side increases during cold winters. The difference of precipitation between the warm winters and cold winters was remarkable in the coastal areas of the Pacific side from the Tohoku district to Kyushu. The main track of Pacific Coast Lows varied with the change of upper circulation patterns in the two types of winters. The frequency of passages of lows changed markedly on the sea areas east of the Honshu island and south of western Japan. The distributions of simulated rainfall, based on the frequency of lows during warm winters and cold winters, correspond macroscopically to the actual distributions except a part of the Japan Sea side.

1. はじめに

日本の冬季降水量が気温の変動に対応して変化することは従来より指摘されていて、上層の循環型との関係が調査されている（例えば、朝倉・久保木，1963；和田他，1965）。しかし、降水量は気温と比較して地域代表性が低いため、上層の循環型の変化から説明できる降水量変動は太平洋側と日本海側といったスケールでの地域差が限度であって、それぞれの地域内における、より細かな地域差までを説明することは困難であると考ええる。太平洋側，日本海側それぞれにおける詳細な地域差を説明するには降水分布と上層の循環型との媒介として具体的な降水原因となる擾乱に注目し、その年々の挙動との対応をみる必要がある。

本研究は上述の見地から行う研究の1つであって、気温変動において対照的な状況と考えられる暖冬・寒冬を対象とし、両者の降水量分布の違いを明らかにするとともに、具体的な降水原因として低気圧を取り上げ、その活動の差異を調査し、降水量分布と低気圧活動との関係を考察す

る。なお、低気圧の活動を表す指標には様々なものが考えられるが、ここでは通過頻度を検討対象とした。

2. 暖冬・寒冬における降水量分布の特徴

冬季の気温偏差分布は全国高温型・全国低温型・北暖西冷型・北冷西暖型の4タイプに類型化されている(朝倉, 1981)。本研究ではこのうち全国高温型, 全国低温型の2つを取り上げ, これらを各々暖冬・寒冬とみなし, 事例を選択した。

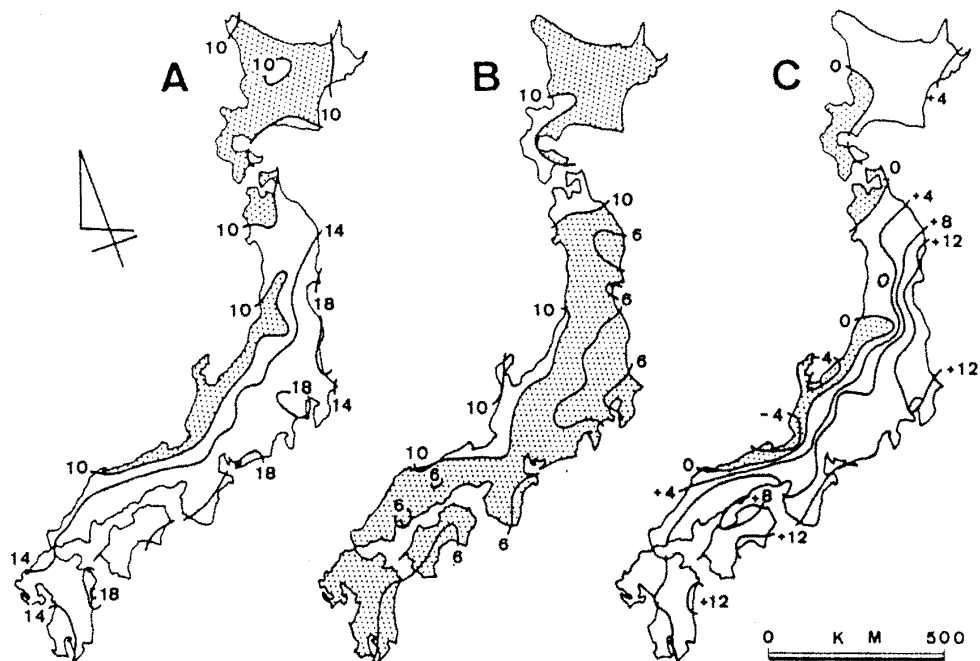
冬季の月平均気温の標準偏差は $1.0\sim 2.0^{\circ}\text{C}$ である。そこで, 本研究では日本のほぼ全域で $+1.0^{\circ}\text{C}$ 以上の偏差を示し, かつ $+2.0^{\circ}\text{C}$ 以上の偏差域が広範囲に分布した場合を暖冬, 反対に, 日本のほぼ全域で -1.0°C 以下の偏差を示し, かつ -2.0°C 以下の偏差域が広域に及ぶ場合を寒冬とした。冬季を通して暖冬あるいは寒冬であることはきわめて少なく, 前半は暖冬, 後半は寒冬といった場合が多いので, 本研究では月単位で作業を行った。対象期間は1961~1980年の各1, 2月とし, 資料としては『気象要覧』の月平均気温平年偏差図を用いた。その結果, 以下の13ヵ月を事例として選択した。

暖冬……1月 1964年, 1972年, 1973年, 1979年

2月 1966年, 1973年, 1976年, 1979年 計8ヵ月

寒冬……1月 1977年

2月 1964年, 1968年, 1977年, 1978年 計5ヵ月



第1図 暖冬(A)・寒冬(B)の降水量分布および両者の差(C, 暖冬-寒冬)

平年値に対する百分比, 網目部A, Bは100%以下の範囲, Cはマイナス域, 数値の単位は10%

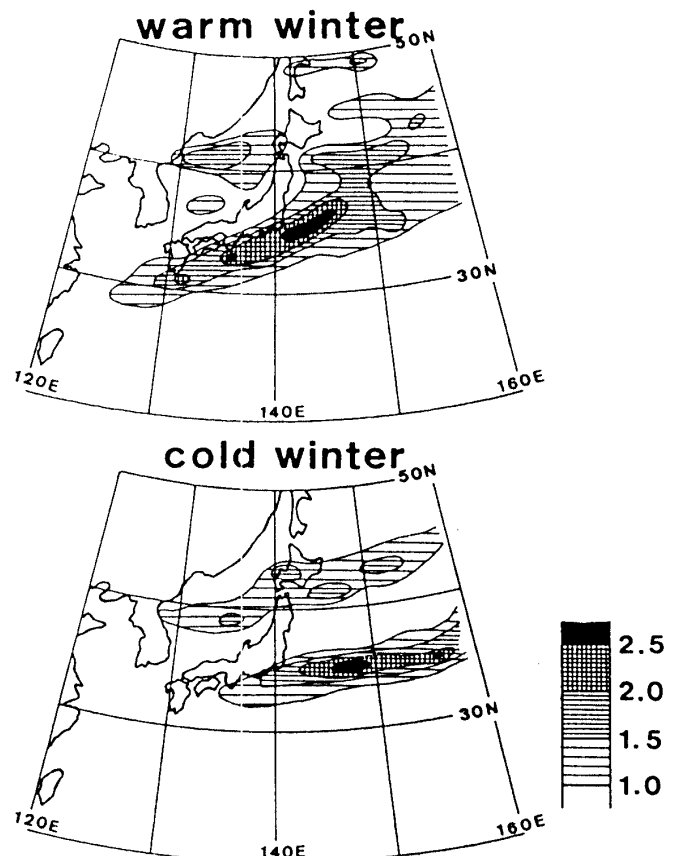
第1図は事例とした暖冬8ヵ月・寒冬5ヵ月の月平均降水量ならびに両者の差を平年比で表したものである。暖冬の場合、北海道から東北北部、および東北南部から山陰の日本海側では降水量は平年よりも少なくなっている。しかしながら、これ以外の地域では平年よりも多降水であって、特に、東北南部から九州の太平洋沿岸地域では平年の1.8倍の降水がもたらされている。これに対し、寒冬の場合は暖冬時と逆のパターンを示す。すなわち、日本海側の一部の地域が平年よりも多降水となる一方、太平洋側を中心とする地域では降水量は少なく、特に先に上げた地域での減少量が著しい。両者の差をみると、寒冬の方が多降水であるのは北海道から東北北部および北陸から山陰の日本海側地域で、その範囲は梅本（1981）が指摘するように狭域に限られる。そして、太平洋側を中心とする日本の大部分の地域では降水量は暖冬の方が多い。暖冬・寒冬での変動の幅は太平洋側で大きく、特に東北から関東、紀伊半島から九州の太平洋沿岸地域で著しい。

以上、太平洋側地域では暖冬多雨・寒冬少雨の傾向が、日本海側では反対に暖冬少雨・寒冬多雨の傾向がみられる。太平洋側地域における暖冬多雨の傾向は東北地方では認められるが、北海道ではいずれの傾向も不明瞭である。

3. 暖冬・寒冬における低気圧頻度の差異

上述の降水量分布変動に対し、従来は暖冬（寒冬）の場合、上層の循環場は西谷（東谷）型であり、日本付近では暖気（寒気）の輸送が活発になるため、太平洋側（日本海側）で多雨になると説明されてきた（朝倉・久保木，1963；和田他，1965）。しかしながら、第1図にみられる変動のより細かな地域差、すなわち降水量の変動幅が太平洋側で大きく、特に太平洋沿岸域で著しいことなどを上層の循環場から説明することは難しいと考えられる。

ところで低気圧に伴う降水は冬季においても主たる降水原因の1つであって、特に季節風降水がほとんどみられない太平洋側地域では冬季降水に占める比率がきわめて高い（Tasaka, 1980）。このことから、降水量は低気圧活動（頻度）の変化に対応して変動しているのであって、如上の地域的差異も低気圧頻度の変動が地域的に異なることによると考えられる。



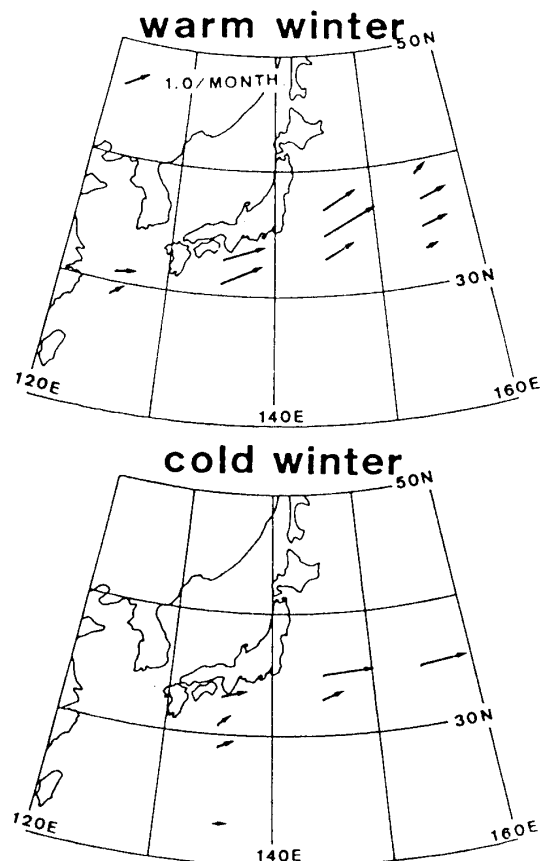
第2図 低気圧頻度分布

第2図は『気象要覧』の低気圧経路図を用い、緯度2度×経度2度のメッシュごとに低気圧頻度を集計したものである。これをみると、日本周辺における低気圧頻度は最多値が同じであることを除くと、暖冬・寒冬で著しく異なっている。すなわち、暖冬の場合、関東沖の最多域を中心に2.0個以上の範囲が紀伊半島沖から関東東方海域に広がり、1.5個以上の範囲は九州南方から本州東方の広い海域に及ぶ。また、これとは別に日本海にも1.5個以上の分布域がみられる。これに対し、寒冬の場合、最多域は暖冬の時よりも東に位置し、2.0および1.5個以上の範囲も関東東方海上に带状に現れるだけである。この結果、暖冬・寒冬における頻度の差は西日本の南方海上と本州東方海上で著しくなっている。

冬季日本付近を通過する低気圧はその経路から日本海低気圧と南岸低気圧に大別されるが、暖冬・寒冬でその出現に大きな差異がみられるのは第2図に明らかなように南岸低気圧である。そこで、以下南岸低気圧を対象を限定し、出現状況の異なる原因を考察する。

第3図は以下の方法により求めた南岸低気圧の移動傾向を示したものである。すなわち、ある経線（緯度2度幅）を通過した低気圧が経度2度東進したとき、前と同じ経度帯を通過した場合これを東進したものとし、北側の緯度帯を通過した場合北進したとする。この作業を経度2度ごとに行った後、一定の海域（緯度2度×経度10度）ごとに東進した低気圧個数(Ne)、北進した低気圧個数(Nn)をそれぞれ集計する。そして、海域の5つの経線を通じた全低気圧個数に対するNe、Nnの値を各海域の中心からそれぞれ東向き、北向きに取り、そのベクトル和で低気圧の移動方向を、ベクトルの長さで低気圧の通過頻度を表現した。したがって、ある海域において矢印が北東に向いていることは北進する低気圧と東進する低気圧の割合が等しいことを示し、矢印が急に長くなることはその海域で多くの低気圧が発生することを示している。なお、ここでは通過頻度が月平均0.5回以上の海域について図示した。

暖冬の場合、東シナ海から関東東方海上にかけて矢印はほぼ一様に長くなる。これは低気圧が東シナ海から南方海上のいずれの海域でも発生することを示している。これに対し、寒冬の場合、矢印は関東東方海上で急に長くなり、低気圧の多くがこの海域で発生することがわかる。東シナ海あるいは関東南岸海域における低気圧の発生数と気温水温との関係を調査した研究（宮園，1971；加藤，1972；松岡，1973）は、寒冬の時東シナ海に



第3図 南岸低気圧の移動傾向

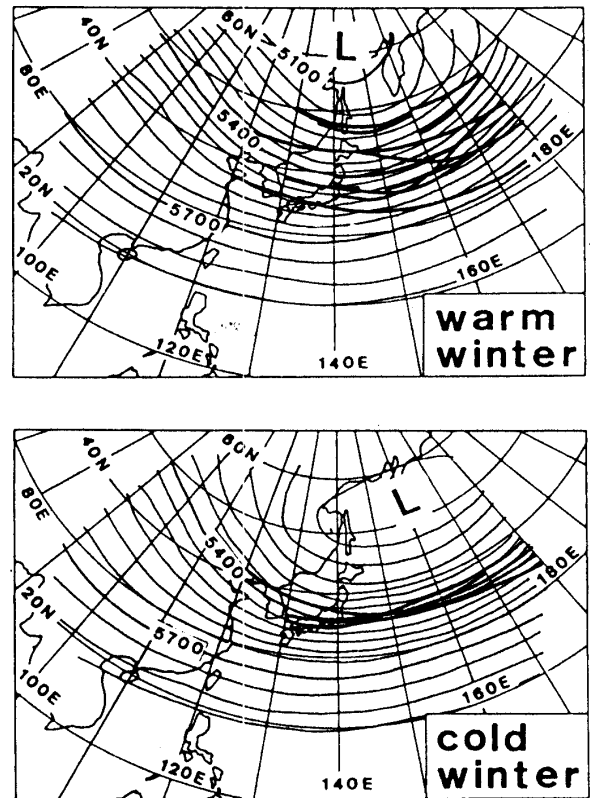
おける低気圧発生数は減少する一方、関東南岸での発生数は増加すると述べているが、本研究の結果もこれと一致する。

次に、低気圧の移動方向を比較しよう。日本の南方海上における矢印の向きは暖冬・寒冬に共通し、この海域では低気圧の移動傾向に大きな違いのないことがわかる。これに対し、日本の東方海上では矢印の向きは著しく異なっている。すなわち、暖冬時のそれは北東に向くのに対し、寒冬のそれは東向きである。このことは暖冬時にこの海域を通過する低気圧は北進する傾向を有するのに対し、寒冬時の低気圧はそのほとんどが東進することを示している。この違いが最も顕著なのは北緯34～36度、東経140～150度の海域であって、この海域における東進する低気圧、北進する低気圧の割合は暖冬の64：35に対し、寒冬は91：9であり、東進する低気圧の割合が圧倒的に高い。

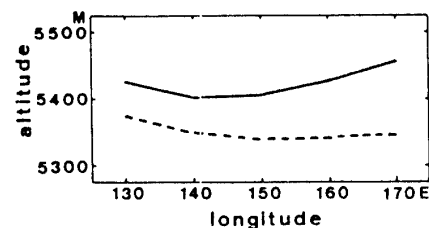
このように暖冬・寒冬で南岸低気圧の移動傾向を比較すると、その違いは関東東方海上において最も顕著であるが、低気圧は総観場、特に500mb面における流れに対応して移動している(長井, 1961)。したがって、上述の差異も上層の循環場の違いによると考えられる。

第4図は暖冬・寒冬の月平均500mb面高度および各事例月における強風軸の位置を示したものである。いずれの場合も日本の北方に低圧部がみられる。しかし、その出現状況は異なり、低圧部は暖冬の場合シベリア東部に、寒冬時にはオホーツク海からカムチャツカ半島東方域に広がっている。この低圧部を北半球規模でみると、暖冬時のそれは北極を中心とする低圧部の一部であり、寒冬時のそれは極の低気圧が切離してできたものである(須田, 1961; 和田他, 1965; 朝倉, 1981)。

循環の特徴をみると、暖冬の場合東経140～150度にトラフがあり、偏西風はそのまわりを大きく蛇行しながら流れている。これに対し、寒冬の場合東方海上では帯状の流れが特徴的であって、偏西風は日本の東方海上でゾーナルに吹走している。第5図は500mb面高度の東西断面を示したものである。暖冬の場合、500mb面高度は東経140度で最も低く、その両側で高い。このこ



第4図 500mb面高度合成図及び強風軸の分布



第5図 500mb面高度の東西断面図

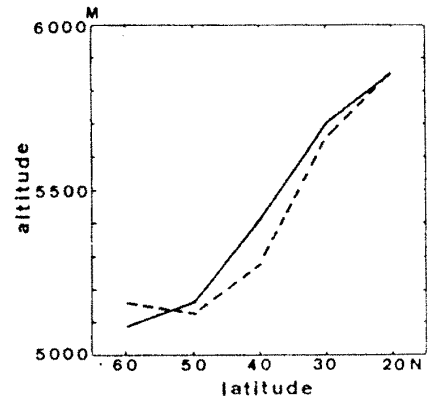
北緯40～60度の平均、実線—暖冬、
破線—寒冬。

とは前述のように上層のトラフが日本の東側にあり、その両側で偏西風が南北に蛇行していることを示している。一方、寒冬の場合、東経140度以東の高度はほぼ一定であり、帯状流が卓越していることがわかる。

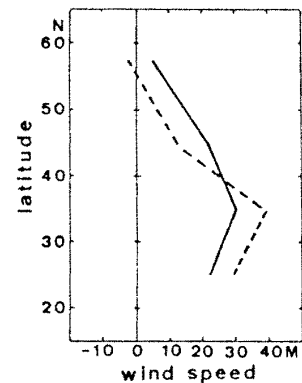
第6図は500mb面高度の南北断面を示したものである。暖冬の場合、北緯30～50度の範囲では高度はほぼ一様に変化し、その北および南側で小さな変化を示す。これに対し、寒冬時の高度変化は北緯40度以北で小さく、北緯30～40度で大きな値を示す。第7図は500mb面高度の差より求めた地衝風東西成分の南北断面図である。暖冬の場合北緯20～50度の広い範囲で風速は20～30m/sを示し、最も風速の強い北緯30～40度においても30m/sには達しない。一方、寒冬時には風速の南北変化が大きい。すなわち、北緯40度以北は10m/s以下の弱風域であるのに対し、北緯30～40度の範囲では40m/s以上の風速が観測されている。このように暖冬の場合東方海上では風速の南北差が小さいのに対し、寒冬の時は大きく関東

東方では強い西風が吹走している。これは第4図の強風軸の分布においても認められる。暖冬の場合強風軸は北緯30～50度の範囲にばらつき、出現位置がその時々で南北に変化していることを示している。この結果平均場では風速の南北変化は小さな値をとる。これに対し、寒冬時の強風軸は北緯35度付近に集中し、東方海上には定常的に強風軸が存在することがわかる。

以上のことから日本の東方海上における低気圧移動の差異を考えると、暖冬の場合には極を中心とする低圧部からのびるトラフが日本列島の東にあり、偏西風は極東域において南北に蛇行するように流れる。このため、東方海上では偏西風は南西風として吹走し、低気圧は総体として北東進することになる。これに対し、寒冬の場合、カムチャツカ半島付近を中心として東西に広がる低圧部の南側に位置する日本の東方海上では帯状流が卓越していて、これは北緯30～40度に強い軸を持っている。北方の低圧部はブロッキングにより生じたものであるので、この流れの場は持続性が強い。この結果、低気圧は東方海上において北方に進むことを妨げられ、そのほとんどが東方へ進んだのであろう。



第6図 500mb面高度の南北断面図
東経130～170度の平均、実線—暖冬、
破線—寒冬。



第7図 500mb面地衝風風速の東西いる成分
実線—暖冬、破線—寒冬。

4. 低気圧頻度の降水分布に対する影響

いま低気圧がある海域に位置するときの冬季間の平均降水量とその海域に低気圧が位置する頻度を求め、両者を乗じるとその海域に低気圧があるときの冬季降水量が求まる。したがって、冬季降水が低気圧によってもたらされる地域においては、この作業を全ての海域について行うことにより冬季の総降水量が得られるであろう。この際、精度を高めるためには日本周辺の全ての海域を細かく区切り、しかも平均降水量を求める際の事例数を多くする必要がある。しかし、これら全ての要件を満足させることは困難である。そこで本研究では海域の大きさを緯度2度×経度5度とし、事例が5例以上得られた海域について平均降水量を求めた。また、暖冬・寒冬の低気圧の頻度は第2図の各海域の中心の値を使用した。

— 283 —

部地域で大きくなることも示されている。このことから太平洋側の降水量は主たる降水原因である低気圧の頻度に左右されているのであり、降水量変動にみられる地域的な差異は上層の循環型の変化に伴う低気圧主経路の変化とこれによる通過頻度の変動によって生じていると言えるであろう。

5. 結 語

従来気候変動の研究において、各気象要素の年々変動は上層の循環場と関連付けて考察されてきた。しかし、分布において局地性の大きい降水量を対象とする場合、変動にみられる細かな地域差を上層の循環型の差異により考察することは難しかった。本論では降水の直接的な原因である低気圧に着目し、降水量変動の地域差が低気圧経路・通過頻度の違いによると考え検討したところ、太平洋側については良い結果を得た。また、低気圧活動は上層の循環型の変化に対応することも明らかとなり、グローバルな気候変動と日本の降水量変動にみられる地域性とを関連させて考察することが可能となった。なお、日本海側地域における降水量変動については季節風降水を対象として考察しなければならないが、これは今後の課題である。

【参考文献】

- 朝倉 正・久保木光熙(1963)：冬期の月降水量と月平均北半球500mb天気図との関係—降水量の長期予報(第2報)。気象庁研究時報, 15, 94~105。
- 朝倉 正(1981)：冬の循環特性と1か月予報。気象庁編：1か月予報指針(長期予報テクニカル・ノートNo.23)。気象庁, 117~136。
- 加藤 忠(1972)：関東南岸の低気圧の発生について。気象庁研究時報, 24, 59~66。
- 松岡 隆(1973)：東シナ海低気圧の発生と大気循環の関係について。気象庁研究時報, 25, 287~293。
- 宮園実康(1971)：水温と気温からみた台湾低気圧の発生と発達。昭和45年度全国予報技術検討会資料, 長崎海洋気象台, N-1, 14。
- 長井達夫(1961)：1959年6月9日・10日における低気圧の移動について。天気, 8, 415~419。
- 須田 建(1961)：最近の暖冬について。気象庁研究時報, 13, 671~687。
- Tasaka, I (1980)：The Distribution of Precipitation Caused by Passages of Lows in Winter in Japan. Sci. Rep. Tohoku Univ., 7th Ser (Geography) . 30, 133~146.
- 梅本 亨(1981)：日本における冬季降水量分布の一特性。地理予, 19, 248~249。
- 和田英夫・朝倉 正・田代茂夫(1965)：寒候期予報法の検討—昭和39年度長期予報技術検討会報告—。気象庁研究時報, 17, 259~285。