

冬型気圧配置における福島県内の降水について

(その 1) 会津地方の降水*

五ノ井 信雄*

要旨

会津地方の降雪は、地形的に見て、日本海上で雪雲が発生・発達するほかに、この雪雲が内陸まで流されることが必要と考えられる。

この調査は、雪雲の発生・発達および移流に関連のある予測因子の中から、統計的方法によって降雪に係の深い因子を選定し、会津地方の降雪量との量的な関係を求めたものである。また、大雪になるかどうかを、4個の予測因子からの総合確率で決めるための図を作成した。

1. まえがき

会津地方は全国的にみても屈指の豪雪地帯であり、冬期間の降水のほとんどが、西高東低のいわゆる冬型気圧配置における降雪である。

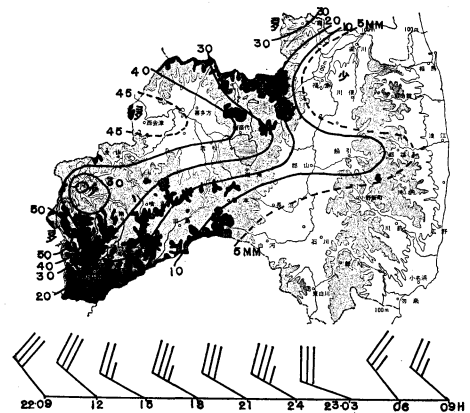
冬型気圧配置時の降雪量の予報については、すでに多くの調査がなされており、上層の寒気の強さ、安定度、下層収束等を、その主な要因としているものが多い。

しかし、以前に筆者が行なった調査(五ノ井, 1966)では、会津地方の降雪は、ほとんどが下層風速で決まるという結果になり、これは、会津地方は山岳地帯が多く、降雪のほとんどが地形性上昇流によるものであるためであろうと考えた。

だがその後、地形性上昇による降雪だけでは説明のしにくい場合があり、地形性降水量を地形傾斜 $\rho \cdot H$ を基本として求める方法(東北地方における雨量予報, 仙台管区气象台, 1968)によって計算してみても、実測をかなり下まわる量しか計算できないことがわかった。

また、第1図のように、日本海側(相川)の風が西北西で強い場合は、この方向に平坦部が細長く続いている阿賀野川流域に沿って、しばしば大雪が観測され、これは、 $V \cdot \rho H$ による地形性上昇流だけでは説明しにくく、

海上で発生した雪雲が強い西北西風に流されて、阿賀野川流域の平坦部に沿って浸入してくる効果の存在を示すものと考えられる。また、この他に地形による収束の効果もあると思われる。



第1図 1973. 12. 22. 09時~23. 09時の県内降水分布と相川地上風向風速。長矢羽10KT。短矢羽5KT。

冬型気圧配置における降雪の機構としては、高橋(1940)、荒川(1940)、川添(1974)や北陸豪雪調査報告(1968)等の多くの研究、調査ですでに知られているように、大陸からの寒気が暖かい日本海上で、下層から顕熱と水蒸気の補給を受けて変質し、不安定化して雪雲を発生させ、下層に収束があれば雪雲はさらに発達して

* On the Precipitation during the Winter Monsoon Pattern in Fukushima Prefecture (Part 1) Precipitation in Aizu District

** N. Gonoï, 福島地方気象台
—1975年1月20日原稿受理—
—1975年6月23日改稿受理—

第1表 秋田付近における月別海面水温と T_{50} の補正值 ($^{\circ}\text{C}$)

	海面水温	補正值
11月	17.0	-6.7
12	13.8	-3.5
1	10.3	0.0
2	9.2	+1.1
3	8.8	+1.5

沿岸近くでピークに達して降雪をもたらす。ときには、うず状じょう乱が発生して局地的大雪をもたらす。

しかし、海岸から約65km 以上も内陸に位置する会津地方においては、海上、沿岸での雪雲の発生、発達、大雪のための十分条件ではなく、必要条件の一つにすぎないと考えられる。

すなわちこの場合、海上から陸に向う風が弱ければ雪雲は内陸にあまり入り込めずに海岸地方に雪の多いいわゆる里雪型となって会津地方では、たいした降雪とはならない。しかし風が強い場合は雪雲(空中に浮遊している雪の集合体)が内陸深くまで達して会津地方に降雪をもたらす。これに山岳による地形性降水および地形による下層収束の効果が加わって大雪になると考えられる。

海上に発生した点エコー群が下層風に流されて内陸山沿に降雪をもたらすことについては、佐藤(1973)がレーダー観測結果から述べており、また北陸豪雪調査報告(1968)でも、帯状のエコーが海上から南東方向にのびて内陸部の谷間をぬけ、会津盆地に延びることがあることを述べている。

2. 予測因子の選択

1. のように考えると、会津地方における降雪のための因子としては、日本海に雲を発生・発達させるものと、それを内陸まで移流させるもの、および、地形性降水のための因子を考えなければならない。これらの因子として次のものを用いた。

◦日本海上での雪雲発生・発達のための因子として

(1) 秋田 500mb の気温 (9, 21 および翌日 9時の平均値) と海面水温

雪雲発生・発達の因子として、まず鉛直安定度の大小が考えられる。ここでは 500mb の気温と下層気温の代用として海面水温を用いた。なお、海面水温は月間の変動が少ないとみられるし、また資料入手の面からみて月別の平年値を用いることにした。冬期5カ月間のうち、

1月の海面水温を基準とすれば、各月ごとに、この基準値からの偏差値を 500mb の気温に補正すれば、補正された 500mb の気温は、相対的な鉛直安定度を示すことになる。

会津地方に近い日本海側にある高層観測地点は秋田と輪島であるが、寒気が一般に北西方から流入することや、降水量との単相関を考慮して、秋田を採用した。したがって、海面水温も秋田付近の値を用いることにした。

(2) ウラジオストック・秋田・米子間における 850mb 発散量 (9, 21時の平均値)

これは大規模場での力学的な下層上昇流の指標として用いたものである。なお、発散量が正の値をとる場合は降雪には寄与しないとして、各時間の値に正の値がある場合は、この値を 0 として計算した。すなわち収束の大きさのみを用いることになる。なお発散量の計算には次の方法(渡辺, 1958)を用いた。

3点 (x_1, y_1) , (x_2, y_2) , (x_3, y_3) で囲まれた地域の風成分が、 x, y の 1次式で表わされると仮定し、

$$u = ax + by + c, \quad v = a'x + b'y + c'$$

とおくと、実測風 (u_1, v_1) , (u_2, v_2) , (u_3, v_3) は、上式を満足し、

$$\begin{aligned} u_1 &= ax_1 + by_1 + c, & v_1 &= a'x_1 + b'y_1 + c' \\ &\vdots & &\vdots \\ &\vdots & &\vdots \end{aligned}$$

の式が成り立つ。この連立方程式を解いて、 a, b, c, a', b', c' を求めると、水平発散は

$$Q = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = a + b'$$

で求められる。

(3) ウラジオストック・秋田間 850mb 気温差 (9, 21時の平均値)

これは、傾圧性の強さを表わし、対流活動を助長するものとして用いた。

(4) 700mb 温度移流 (9, 21時の平均値)

寒気移流の強さは、海面からの熱の輸送による下層の変質と相まって、気層の不安定化と、その持続に関係するものと考えられる。

値は、700mb 天気図の高度場と気温場から、地衡風を用い、新潟付近から風上に12時間に相当する距離をとり、その間の気温差を用いた。

なお暖気移流は、冬型においては降雪には寄与しない

第2表 冬型気圧配置の月別日数

1973 11月	12	1974 1	2	3	計
7日	16	23	8	5	59

として、各時間に正の値がある場合はこれを0として計算した。すなわち、寒気移流の大きさのみを用いることになる。

この項には、風速も含まれているので、雪雲の移流や地形性降水にも関連してくるだろう。

・雪雲の移流と地形性降水の因子として

相川地上風速（9時から翌日9時まで3時間毎の9回平均値）

相川は、会津地方の西北西方の日本海上に位置しており、前記の筆者の調査（五ノ井、1966）において、この地点の風速が会津地方の降雪に最も深い関係を持っていたことから、この値を因子として選んだ。

またその資料は、現業においてすみやかに入手できる。

地上風速は、海面からの熱や水蒸気の輸送にも関係するから、雪雲の発生・発達因子でもある。なお、水蒸気に関する因子は、山下・春日井の論文（1955）等でも、冬型気圧配置における降水の予測因子としては、あまり有効でなかったことが示されているので考慮しないことにした。

3. 調査期間および資料

1973年11月15日から翌年3月31日の間で冬型気圧配置であった日を、気象庁印刷天気図から抽出した。月別内訳を第2表に示す。

上層資料は印刷天気図に記載された値を用い、地上資料は、テレタイプのLTT放送による値を使用した。また、700mb温度移流は、FAXで送画された天気図を用い、海面水温は、気象庁技術報告80号（1972）の分布



第2図 加重平均降水量のための区域

図から内挿して秋田付近の値を求めた。

降雪の深さは、観測所の種類によって、観測方法が異なっているため、本調査では9時日界の降水量を用いた。

会津地方の降水量は、各観測所の日降水量をその代表面積で加重（吉野、1961）した平均値を用い、会津平均日降水量とした。なお、資料の正規化のため平均日降水量の2乗根を用いた。各観測所の受け持つ面積を第2図に示す。

観測所数は、会津地区15個所である。

4. 計算と重回帰方程式

式は、会津地方の降雪のメカニズムに合致したものをを用いるのが正当な方法であろうが、ここでは各因子と会津平均日降水量との関連を因子の1次結合による重相関回帰式によって求めることにした。

2に記した5個の因子の中から、最も重相関係数の大きくなる3個の因子を、次の方法（鈴木、1968）で求めた。対象（Y）と最も単相関係数の大きい因子を $X_{(1)}$ 、 $X_{(2)}$ 、 $X_{(3)}$ 、 $X_{(4)}$ 、 $X_{(5)}$ の中から1つとって、これを X_1 とする。次に残る4個の因子の中から、どれを選んだら、Yと X_1 とそれとの重相関係数が最大になるかを

第3表 会津平均日降水量の2乗根と各因子間の単相関係数（n=59）

	相川風速 $X_{(1)}$	秋田 $T_{(50)}$ (補) $X_{(2)}$	850mbDX ₍₃₎	温度移流 $X_{(4)}$	ウ・秋気温差 $X_{(5)}$
$X_{(1)}$	+1.0000	-0.4538	-0.0205	-0.6013	-0.4507
$X_{(2)}$		+1.0000	+0.2513	+0.2915	+0.4593
$X_{(3)}$			+1.0000	+0.3698	+0.5560
$X_{(4)}$				+1.0000	+0.7474
$X_{(5)}$					+1.0000

計算し、最大となる2番目の因子 X_2 を選び出す。さらに、残った3個の因子の中から、どれを選んだら Y と X_1, X_2 とそれとの重相関係数が最大になるかを計算し、最大となる3番目の因子 X_3 を選ぶ……(要因増加法)。

さらに、定数を計算して重回帰方程式を求めた。本調査では、

$X_{(1)}$: 相川地上風速。

$X_{(2)}$: 秋田500mb 気温(補正值)。

$X_{(3)}$: ウラジオストク・秋田・米子間の850mb 発散量。

$X_{(4)}$: 700mb 温度移流。(寒気移流のとき負の値とする)

$X_{(5)}$: ウラジオストク・秋田間 850mb 気温差。

である。

第1の段階で用いた単相関係数は、第3表のとおりである。

上記の方法で計算の結果、最終的に得られた3個の因子は次のものである。

X_1 : 相川地上風速 (KT)

X_2 : ウラジオストク・秋田・米子間 850mb 発散量 ($10^{-6}/\text{sec}$)

X_3 : 秋田 500mb 気温(補正值) ($^{\circ}\text{C}$)

相関係数の推移 0.747→0.827→0.844

降水量との単相関係数が $X_{(3)}$ (発散量) よりも大きな値をとる $X_{(4)}$, $X_{(5)}$ が予報因子から落ちたのは $X_{(4)}$ は $X_{(1)}$ との相関が4個の因子中最も大きく、 -0.6013 で

あったためであり、また、 $X_{(5)}$ が落ちたのは、 $X_{(1)}$ との相関は $X_{(2)}$ (秋田500mb 気温) と同程度だが、 $X_{(3)}$ (発散量) との相関が4個の因子中最大の $+0.5560$ であったためと考えられる。

重回帰方程式は、

$$Y = 0.17X_1 - 0.06X_2 - 0.11X_3 - 4.24$$

Y : 会津平均日降水量 (mm) の2乗根

5. 回帰式の精度

4で求めた回帰式で計算した値と、実測値との比較を第3図に示す。

F 分布を用いた重相関係数 R の有意性の検定では、 $F=45.39$, 1%の危険率で $F_1=4.11$ となり $F > F_1$ で十分有意である。

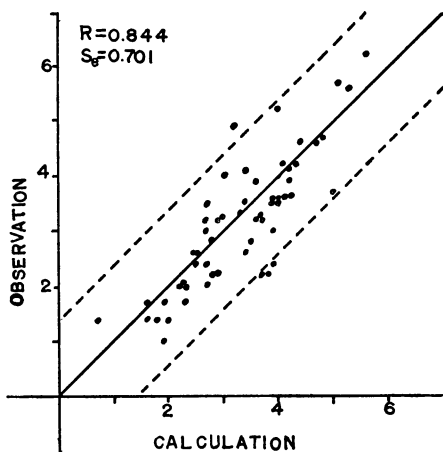
また、各偏回帰係数は、 t 分布を用いる検定で、1%の危険率で、それぞれ有意となる。第3図には各点の95%信頼区間を、標準誤差の2倍で示した。

なお、この回帰式には、850mb の発散量が入っており、実際に現業で用いる場合に、その計算に時間がかかるので、多少精度は落ちるが、因子として、相川の地上風速と、秋田 500mb 気温(補正值)の2個だけを用いた場合の重回帰方程式、および、その精度を示す散布図を第4図に示す。

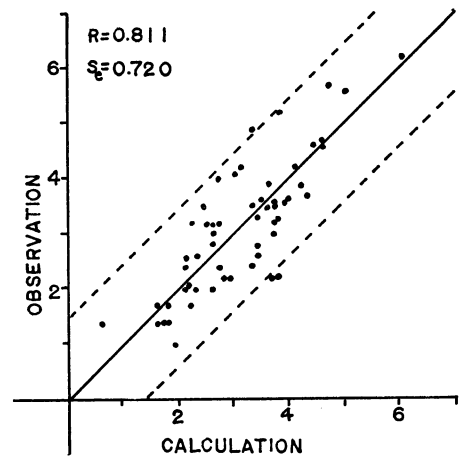
重回帰方程式は、

$$Y = 0.16X_1 - 0.13X_3 - 4.76$$

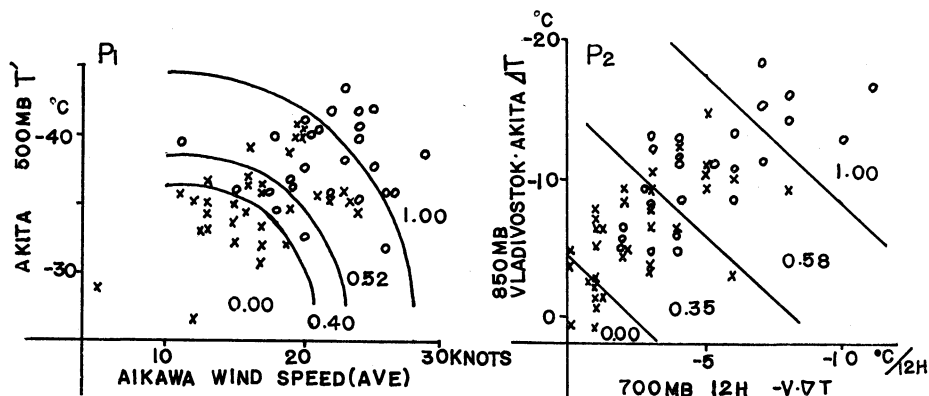
Y, X_1, X_3 は4の説明と同じ



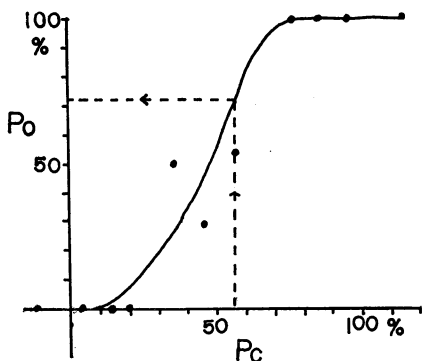
第3図 回帰式による計算値と実測値との比較。縦軸、横軸共に降水量 (mm) の二乗根、点線は上下各、標準誤差 (S_e) の2倍で各点の95%信頼区間を示す。



第4図 回帰式による計算値と実測値との比較。縦軸、横軸共に降水量 (mm) の二乗根、因子として、相川の風速と秋田 500mb 気温(補正值)を用いた場合。



第5図 大雪発生要因と発生経験確率線 (○印大雪, ×印寡雪)



第6図 総合確率変換図

この場合の重相関係数は、 $R=0.811$ となり、検定では、十分有意となる。

6. 注意報クラスの大雪の総合確率

大雪注意報発表の参考にするために、4個の因子から大雪になる確率を求めてみた。

注意報の基準は、会津地方においては、日降雪量が、山沿いで50cm以上、平野部で20cm以上となっている。本調査では、降水量を用いているために、まず、降水量と降雪量との関係を調べなければならない。

只見の12月から3月までの日降水量10mm以上で、雪であった日、40例について、日降水量と降雪の深さ(9時1回積雪板で測定した値)との関係は、相関係数 $r=+0.891$ で次式で表わされる。(厳密には、気温も因子として入れなければならないが、ここでは簡略化して、降水量のみの関数とした。)

$$\text{降雪の深さ (cm)} = \text{降水量 (mm)} \times 1.3 + 4.6$$

この式から、山沿いの注意報基準50cmの降雪に対応

第4表 総合確率の成績

予報 \ 実況	大雪発生	発生せず	合計
大雪発生	20	6	26
発生せず	6	27	33
合計	26	33	59

$$P.C=0.80, S.S=0.59$$

する降水量は約35mmとなる。また、この値での雪の密度は、0.07となる。

次に、会津若松について、同様の方法で求めると、 $r=+0.967$ ($n=6$) で次式が得られる。

$$\text{降雪の深さ (cm)} = \text{降水量 (mm)} \times 1.6 - 0.2$$

平野部の基準20cmに対応する降水量は、上式から約13mmとなる。また、この値での雪の密度も0.07となる。

これらのことから、山沿いで日降水量35mm以上を観測した地点が1個所以上、または、平野部で13mm以上を観測した地点が1個所以上あった日を大雪として、各因子から大雪になる確率を調べた。

総合確率の求め方は次の方法(鈴木, 1968)によった。

対象を Y 、因子を X_1, X_2, X_3, X_4 とする。 $(X_1, X_2), (X_3, X_4)$ なる組をつくり、 Y が起こる確率を、 $P(Y|X_1=x_1, X_2=x_2)=P_1(x_1, x_2)$ 、 $P(Y|X_3=x_3, X_4=x_4)=P_2(x_3, x_4)$ の2個の条件付確率で示す。この2個の確率を1次結合の形で総合して、 Y の起こる総合確率 P_c を次式で表わす。

$$P_c = a_0 + a_1 P_1 + a_2 P_2$$

係数 a_0, a_1, a_2 は与えられた資料から、 Y が起ったとき $P_c=1$, また Y が起こらなかったときは、 $P_c=0$ とし、最小二乗法によって決める。

さらに、この式で計算した P_c が実際の相対度数 P_0 と合わないときは、変換曲線によって修正する。この方法に用いた大雪発生経験確率線図を第5図に示す。

ここでは、 $X_1 \sim X_4$ として、2に記した5個の因子の中から発散量を除いた4個の因子を用いた。すなわち、

X_1 : 相川地上風速

X_2 : 秋田500mb 気温(補正值)

X_3 : 700mb 12時間温度移流

X_4 : 850mb ウラジオストク・秋田間温度差

なお、図中の線は、フリーハンドによるもので確率を表わす数値 (P_1, P_2) は、各線間の○印の数を、その線間の総数で除した値である。

計算結果総合確率 P_c を求める式は次のようになった。

$$P_c = -0.123 + 0.815P_1 + 0.457P_2$$

また、この式で求めた P_c と実際の確率 P_0 との調整のための変換図を第6図に示す。

例えば、計算の結果大雪になる確率が57%と出れば、この変換曲線で矢印のようにたどり、実際には72%とする。

なお、この確率を求めるために用いている因子は、2で述べてあるように、平均値を用いているので、この方法を予報に用いるためには、因子そのものの予想が必要となる。

もし、因子の値が求められたとしたとき、この方法を用いて、変換された確率が50%以上であるときに注意報

を発表したとすれば、その成績は第4表のようになる。

7. あとがき

1973年から74年にかけての冬は豪雪のため、わずか、一冬の期間ではあったが、多くの資料が得られ、これまでの定性的経験を、ほぼ裏づける結果が、おおまかながら、量的に得られたので、今後の予報作業に利用しながら、さらにチェックして行きたい。

なお、本調査の計算には、マイクロ・コンピューター SOBAX-ICC-2700 を使用した。

最後に、この調査にあたって、御指導、御助言をいただいた酒井一前福島地方気象台技術課長および仙台管区気象台予報課の方々へ感謝の意を表します。

文 献

- 荒川秀俊, 1940: 南下する気塊内に出来る積乱雲と北進する気塊内に出来る霧, 気象集誌, 18, 3.
 五ノ井信雄, 1966: 冬型気圧配置における会津地方の降水について, 東北地方調査研究会資料.
 気象庁, 1968: 北陸豪雪調査報告, 気象庁技術報告, 66.
 川添信房, 1974: 北西季節風の大雪, 東北地方予・警報技術研修講座.
 佐藤幸夫, 1973: 啓風丸レーダーからみた冬季日本海上に発生する点エコー, 天気, 20, No. 4.
 鈴木栄一, 1968: 気象統計学, 地人書館, 84, 175, 185.
 高橋浩一郎, 1940: 海上を渡る際の乾冷氣塊の変形, 気象集誌, 18, 3.
 渡辺次雄, 1958: 近代気象調査法, 技報堂, 177.
 山下洋・春日井哲吾, 1955: 西高東低型気圧配置時における福島県の大雪発現予想, 研究時報, 7, 547.
 吉野正敏, 1961: 小気候, 地人書館, 256.