

富山県の降雪分布*

舟 田 久 之**

要 旨

富山県内の日降雪量予想に関して、高層風向による降雪分布の予測について調べ、降雪分布型別に予測式を作成した。

また、富山県が1988年1月と1989年1月に富山市の東にある三郷において、高層気象観測を行った。これらのデータとアメダス等のデータを用いて立体的に解析して降雪分布を調べた結果、次のことが得られた。

- (1) 輪島における500 hPaと700 hPaの風向によって降雪分布型が、これまで調査されている方法よりも良い精度で推定できる。
- (2) 上層の谷に伴って500 hPaに寒気が流入して気層が不安定となり、湿潤層が厚くなって雪が降る。
- (3) 冬季の季節風時には富山県の北西部は西風、中央(富山市付近)及び北東部は南西風、南部は風が弱く、富山県の北西部は収束域、北東部は発散域となっていた。
- (4) 雪雲は地上の収束域で発達し、雪片は中・下層の風に流されながら落下するため、降雪分布は下層の発散(収束)分布および中・下層の風との関係が深い。

1. はじめに

富山県は56豪雪(1981年)の厳しい経験を契機に、冬でも明るく活力にあふれた県土の創造を旨として、総合雪対策条例を制定して新しい雪対策を進めている。

その対策の中に富山県雪情報通信システムの構築がある。このシステムは除雪効果を上げるために、的確な雪情報を作成して迅速に伝えるもので、降雪量を予測することが根幹となっている。

1985年度から開発に着手し種々検討した結果、現在採用している降雪量予測手法はPPM(Perfect Prognostic Method)方式である。

これは、気象庁の数値予報プロダクトから読取れる降雪に関係の深い気象要素の実況値等を仮予測因子として、県内の15地点における7年間の日降雪量データによって重回帰式を作成し、地点別に予測量を求める方法である。

予測式を作る場合、山雪型(平野部より山間部や山

地で多く降る)、里雪型(山間部や山地より平野部で多く降る)などの降雪分布型に層別化して作った方が精度の良い式が作れると考え、降雪分布型の予測について調べた。

更に、富山県が1987、1988年度に県内のほぼ中央の立山町三郷(富山地方気象台より東南東約8 km、海拔高度20 m)において6時間ごとにゾンデによる高層気象観測を行ったので、その資料とアメダス等のデータによって立体的な解析を行ったところ、局地的な大雪時の降雪分布に重要な要因が見いだされた。

2. 降雪分布と高層風

2.1 山雪型と里雪型の検証

日本海側の降雪分布は半世紀ほど前から山雪型と里雪型に分けられている。

この予測方法について北陸地方では、藤田(1966)の500 hPaの気圧の谷および寒気の流入する位置による方法、倉嶋(1968)の500 hPaの正渦度の位置による方法や、宮沢(1985)の地上天気図の日本海における等圧線の走向による方法がある。

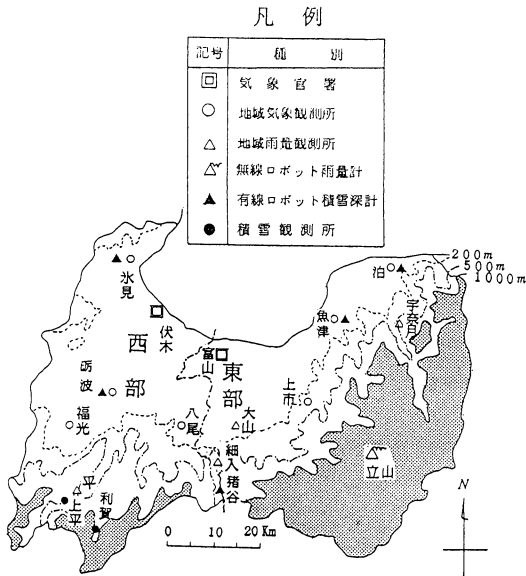
宮沢の方法は等圧線の人による書き方の違いや、見の人による判定の違いが出る場合があるので、ここでは藤田と倉嶋の方法を取り上げた。

* Distribution of Snowfall in Toyama Prefecture.

** Hisayuki Funada, 日本気象協会北陸センター.

—1990年8月1日受領—

—1992年12月9日受理—



第1図 富山地方気象台の観測地点と予報・警報の地域細分

1985年12月9日から1986年2月末までの64日間について、富山県内の日降雪量(9時日界の53観測地点による)分布図から山雪型と里雪型に分け、藤田および倉嶋の方法による推定と比較した。

藤田の500 hPaの気圧の谷の位置による場合は合致率が58%、倉嶋の正渦度の位置による場合は56%で、富山県内の降雪分布に対して両氏の方法は余り良い推定方法とは言えないことが分かり、もっと良い推定方法を調べることが必要となった。

両氏の推定方法が富山県内に余り適合しない理由として、両氏の調査が主として新潟県の降雪分布が対象になっていたからと思われる。

2.2 富山県における基本的な降雪分布型

富山地方気象台のアメダス等の観測地点の配置と予報・警報の地域細分は第1図のとおりである。富山の西をほぼ南北に走る鎖線(一・一)は、予報・警報の東部と西部の地域細分で、平野部と山間部(山地を含む)との地域細分は海拔高度200mが境界になっている。

これらの地域細分を組み合わせることにより、基本的な降雪分布型として、東部の平野部に多い東部里雪型、東部の山地に多い東部山雪型、西部の平野部に多い西部里雪型、西部の山地に多い西部山雪型の4つに分けられる。

2.3 降雪分布と中・下層風

立平(1968)は雪エコーの移動が大勢的に850~700

hPaの風と一致すると述べている。また、岡村・舟田(1979)は新潟気象レーダーのエコー強度の積算分布と新潟県内の降雪分布を比較した結果、雪片は下層風と落下速度によって落下地点や降雪分布が変化している。

これらのことから、輪島における500・700・850 hPaの風のシーケンスを作って、この3層の風と富山県内の降雪分布について2.1節と同じ1985年12月9日から1986年2月末の期間について調べた。

2.2節の4つの降雪分布型に分けることを目標としたが、3層の風からは分ける方法が見い出せなかった。しかし、以下に述べるように山雪型、東部里雪型、西部型の3つの型に分類出来た。

(1) 輪島500 hPaと700 hPaの風向が共に西~北風の場合が山雪型(主に東部山雪型であるが2~3割くらい西部山雪型があった。この2つの型を分ける方法は風向から見い出せなかった)

(2) 500 hPaが西~北風で、700 hPaが南~西南西風の場合は東部里雪型

(3) 500 hPaが南~西南西風の場合には700 hPaの風向に関係なく、西部型(主に西部山雪型であるが、西部山雪型と西部里雪型を区別する方法が3層の風から見い出せなく、2つの型を一緒にして西部型とした)

次に、上の降雪分布型の推定方法が他の降雪日にも適合できるか、1979年12月~1985年2月までの6冬季間について、輪島9時・21時の500・700 hPaの風向の実測によって降雪分布型を推定して実況による降雪分布型を検証すると、第1表のとおりとなった。

この表より風向から決めた山雪型が実況の東部山雪型と西部山雪型とが合致していると、東部里雪型が同じく東部里雪型と合致、西部型は西部山雪型と西部里雪型になった場合が合致したとすると、合致率は72%となり2.1節で示した藤田や倉嶋の方法より良くなった。

しかし、第1表で検証した山雪型は実況(東部山雪型と西部山雪型)との合致率は92%で精度が良いが、東部里雪型の合致率は29%、西部型の合致率は36%で精度が悪いので、今後も調査が必要と考えている。

2.4 降雪分布型別の降雪量予測式の例

第1表より西部里雪型は7回の例しかなく、別の方法で西部里雪型を分離することができたとしても、例数が少なく精度の良い予測式が作れないと考えられる。

よって、富山県(1987, 1989)では7冬季のデータ

を2,3節の500・700 hPaの風向により、山雪型・東部里雪型・西部型の3つの降雪分布型に層別化して重回帰分析によって予測式を作成した。その例を第2表(a)に示す。

下表の予測式の因子の記号の説明は第2表(b)のとおりで、予測式の仮予測因子は主に気象庁(1968)の北陸豪雪調査報告の中から21要素を選んであり、第2表(b)はその1部である。

第2表(a)の予測式の重相関係数および平均誤差・標準誤差は第3表に示すとおりである。

第2表(b)において、寒気移流の強さ(TAC)は斉藤(1976)による式(1)によって求める。

$$TAC = \frac{\bar{P}}{\Delta P} \frac{f}{R} V_1 \cdot V_2 \sin(\beta_1 - \beta_2) \dots \dots \dots (1)$$

但し、 \bar{P} は850 hPaと500 hPaの平均、 ΔP は850 hPaと500 hPaの差、 f はコリオリの力、 R は気体定数、 V_1 と V_2 は500および850 hPaの風速、 β_1, β_2 は500および850 hPaの風向。

日本海の顕熱について当舎(1973)は宮崎の式(2)を用いている。

$$P = 4.973 U(T_w - T) \dots \dots \dots (2)$$

但し、 P は顕熱、 U は海面風速、 T_w は海面水温、 T は気温

また、当舎(1973)は顕熱と蒸発熱との比についてアルドシナのデータを紹介している。これによると、この比は北陸近海では0.5であるので、海面蒸発熱は

顕熱の2倍として取扱うことにした。

2.5 三郷の高層風と降雪分布

富山県は1988年1月23日13時~25日9時と、1989年1月27日15時~28日21時に三郷において高層気象観測(低層ゾンデによるため、高層におけるデータの精度は多少低い)を行った。その風の鉛直シーケンスを第2図(a),(b)に示し、その時の降雪分布図を第3図(a),(b),(c)に示す。

これらの例によって2.3節に述べた中・下層風と降雪分布との関係の実証を試みる。

(1) 山雪型の例

第2図(a)は1989年1月27日~28日の三郷における高層風のシーケンスで、27日15時には600~1,700 mの層では西風になっている。これは気圧の谷が通過しているからと判断される。

これに対して、1,800 m以上は気圧の谷の前面で、ほとんど西南西の風が吹いている。地表近くの100~500 mの西南西風は地形の影響とみると(3.2節で説明)、この気圧の谷は西へ傾いた谷である。

そして、21時以後は全層が西北西ないし北風で、気圧の谷の西側になっている。

この時の地上天気図(第4図参照)では、27日9時に津軽海峡付近とその東にあった低気圧がほぼ北東へ進み、27日21時にはこの2つの低気圧が1つとなって千島南部に達して発達し、一方優勢な高気圧がモンゴルの東部にあって冬型の気圧配置が強まった。

28日9時には低気圧がほぼ北へ進んで更に発達して強い冬型の気圧配置が続いた。

このため、富山では26日午後から降った雨が27日午後から雪に変わり第3図(a),(b)に示す降雪分布となった。

第3図(a)の1989年1月27日9時~28日9時の降雪分布は、平野部で10 cm前後であったが、東部山地は70 cmで山雪型となっている。

また、第3図(b)の1989年1月28日9時~29日9時の降雪分布は、平野部が10 cm前後であったが、西

第1表 輪島500・700 hPaの風向による降雪分布型と実況

風向から決めた分布型 実況分布型		山雪型	東部里雪型	西部型	計
		山雪	130	22	29
	西部山雪型	45	12	16	73
里雪	東部里雪型	11	15	1	27
	西部里雪型	4	2	1	7
計		190	51	47	288

第2表(a) 富山の24時間降雪量予測式

降雪分布型	24時間降雪量予測式(Pは富山の日降雪量)
山雪型	$P^{1/3} = -0.0201 \times T50W - 0.0616 \times T85Y - 0.0444 \times Z50J - 0.00178 \times TACW + 0.00101 \times QQQW + 24.0$
東部里雪型	$P^{1/3} = 0.0486 \times T50A - 0.0632 \times T85Y - 0.0875 \times Z50A + 0.00949 \times ZETT + 48.9$
西部型	$P^{1/3} = -0.0423 \times Z50A - 0.00360 \times TACW + 0.00218 \times TACY + 0.00130 \times QQQY + 24.0$

第2(b) 降雪量予測式の因子の説明

因子記号	要素	地点
T50W	500 hPa 気温	輪島
T50A	〃	秋田
T85Y	850 hPa 気温	米子
Z50J	500 hPa 高度	日本海中部(40°N135°E)
Z50A	〃	秋田
TACW	寒気移流の強さ	輪島
TACY	〃	米子
QQQW	海面蒸発	輪島
QQQY	〃	米子
ZETT	500 hPa 渦度	富山

第3表 富山の24時間降雪量予測式の重相関係数・平均誤差・標準誤差

降雪分布型	重相関係数	平均誤差	標準誤差
山雪型	0.770	1.3cm	7.6cm
東部里雪型	0.745	1.7	11.6
西部型	0.836	1.2	9.4

部の山地が 40 cm でやはり山雪型となっている。

なお、富山県に隣接する石川県および新潟県西部では両日ともに山雪型であった。

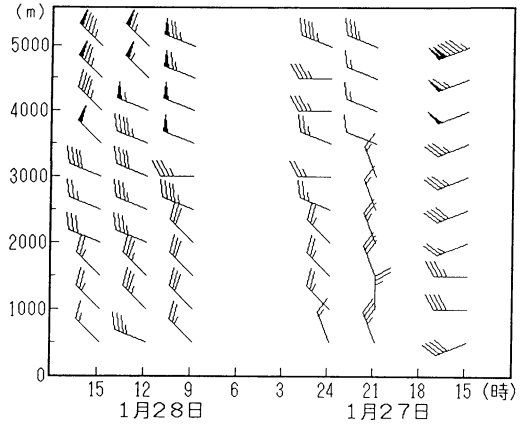
第2図(a)において、5,000 m の風を 500 hPa の風に、2,800 m の風を 700 hPa の風とすると、27日15時のみが両層の風向が西南西であったが、他の時刻はほぼ西北西であるので、三郷においても 500・700 hPa の風向が 2.3 節の山雪型の条件と一致している。

(2) 東部里雪型の例

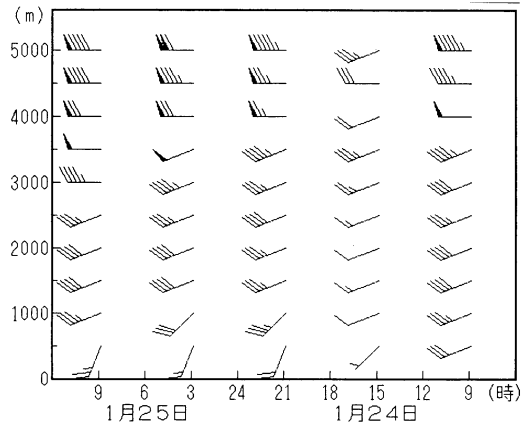
第2図(b)は1988年1月24日～25日の三郷における高層風のシーケンスで、1月24日9時は4,000 m より上層では西風、それより下層では西南西風で2.3節から東部里雪型、24日15時は4,500 m が西風であるが、5,000 m その他の層が西南西ないし南西風で、降雪分布は西部型とみられる。

24日21時には3,800 m 以上は西風で、それより下層は南西ないし西南西風で東部里雪型、25日3時および25日9時も同じような風向で、全体として東部里雪型とみられる。

この時の1988年1月24日9時～25日9時の降雪量分布図は第3図(c)に示すとおりで、東部山地が10～30 cm、西部山地が20～40 cm、西部の平野部が10～20 cmであったが、東部の平野部では10～40 cmで特に上市町では45 cmと最も多く降り、東部里雪型となっている。



第2図(a) 三郷における中・下層風のシーケンス (1989年1月)



第2図(b) 三郷における中・下層風のシーケンス (1988年1月)

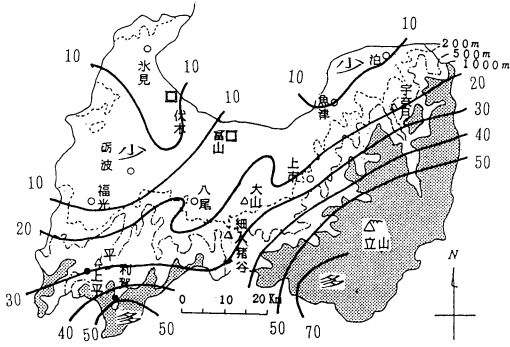
なお、隣接の石川県では山雪型、新潟県西部では里雪型で降雪分布が異っていた。

この時の地上天気図を第5図(a), (b)に示す。24日9時には気圧配置は強い冬型で、地上の気圧の谷が日本の東海上の東経150～160度にあるが、日本海では等圧線が湾曲していて弱い気圧の谷がみられる。

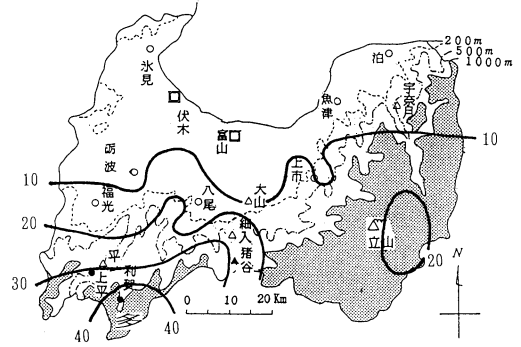
また、25日9時も冬型の気圧配置が続いているが、日本海の北西部に等圧線の湾曲が見られ、両日とも宮沢の里雪に該当するものとみられる。

岡村(1980)が新潟レーダーエコーを積算して降雪分布との対応を調べたものによると、雪片は高さ2,000 m から風に流されながら約30分後に約30キロの風下に落下させたものと、実況がよく一致すると述べている。

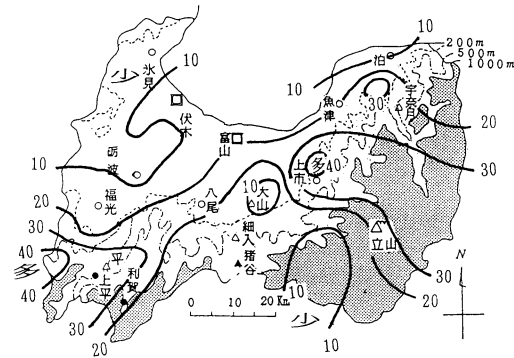
よって、東部里雪型が現われた理由として次のよう



第3図(a) 1889年1月27日9時～28日9時の降雪量分布 (cm)



第3図(b) 1889年1月28日9時～29日9時の降雪量分布 (cm)



第3図(c) 1988年1月24日9時～25日9時の降雪量分布 (cm)

に考えられる。

冬に気圧の谷が本州を通過して冬型の気圧配置となつて寒くなると、富山県内は雪が降る。

この時、地上から500 hPaまで西ないし北西の季節風の場合には、富山県や石川県の海岸地方の上空で成長した雪片が風下へ流されて、山地へ落下して山雪となる(山地の斜面上昇流による雪も加わる)。

しかし、第2図(b)のように中層の5,000 m(約500 hPa)が西～北風となつていても、2,800 m(約700 hPa)以下で南西風の場合には、雪片が下層の南西風によって北東へ流されて、富山県内では東部の平野部に落下して東部里雪型となるものと考えられる。

3. 地上・高層風と立山連峰

3.1 地上風の解析

(1) 10 km メッシュの風分布

富山県内の気象庁アメダス(9地点)、石川県の羽咋および飛騨地方の白川・河合・神岡の計13地点の毎時

の風向・風速によって10 km メッシュごとに風を内挿して、富山県が高層気象観測を実施した期間について毎時の風分布図を作成した。その例を第6図(a)に示す(富山県と岐阜県境には、1,000 m くらいの山脈が東西に走っているのので、この付近の風は不正確である)。

これらの図から、富山県内に雪が降っている時には富山県の北西部はほぼ西風であるが、富山市付近の中央平野部および北東部の海岸地方は南西風が吹いている。

北東部の海岸地方で卓越する南西風は、東部にある立山連峰の前面で季節風が迂回するためと考えられるなど、以下のように考察される。

(2) 発散分布

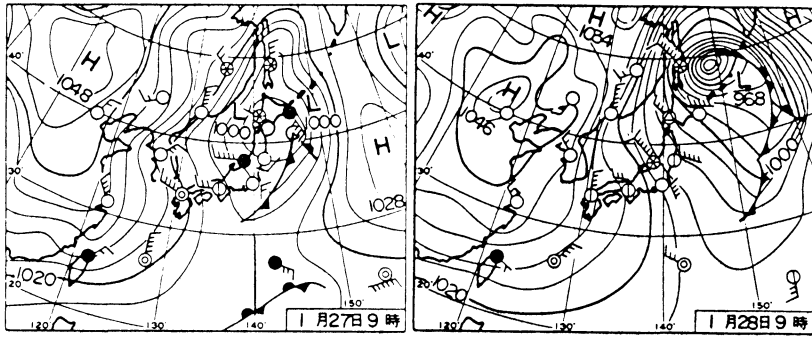
第6図(a)に示した10 km メッシュごとの風から発散量の計算を行って分布図にした。その例を第6図(b)に示す。

収束のオーダーは 10^{-4} sec^{-1} で一般の総観規模のオーダー 10^{-5} sec^{-1} 程度と比較すると1桁ほど大きく、松本・二宮(1969)の北陸豪雪の中規模じょう乱に関する研究と同じオーダーである。

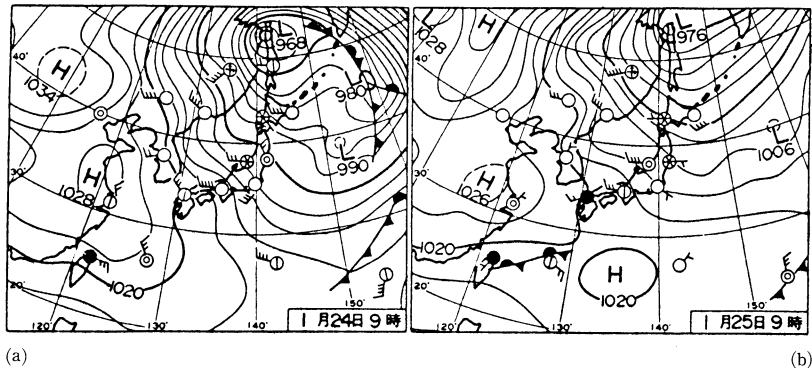
富山県内の発散分布は第6図(b)に示すように、ほとんどの時刻に富山県の北東部に発散域(+)があり、北西部に収束域(-)があつて盛衰を繰り返し変形しながら存在していた。

23日13時～24日9時の21時間の平均発散分布図および24日10時～25日9時までの24時間平均発散分布図を第6図(c)に示す。

両期間とも発散域と収束域の分布はほぼ同じで、季節風が吹いて富山県内に大雪が降る時の収束・発散域の分布を示しているものと考えられる。



第4図 1989年1月27・28日地上天気図



第5図 1988年1月24・25日地上天気図

松本・二宮 (1969) は地上の取東域で対流活動が活発となって雪雲が発達することをレーダエコーによって確認しており、富山県北西部に 10^{-4} sec^{-1} オーダーの取東域がほぼ定常的に存在することは、富山県の北西部で上昇流が卓越して雪雲を発達させる原因になっているものとする。

3.2 東西断面

富山県が三郷において高層気象観測を行った時刻のアメダスの地上風および輪島の高層風によって東西断面図を作成した。その例を第7図に示す。

輪島では地上が北西風、200~900 m は西北西風、その上はほぼ西風になっていて伏木から西側は季節風の西よりの風とみられる。

しかし、三郷では500 m 付近まで南西ないし西南西の風、その上は西ないし西北西の風で、高さ500~600 m に風向が変化する層があり、風向の不連続面が見られる。

この面と地上風向の不連続点(伏木付近)を結ぶと、風向の不連続面は東へ傾いている。この不連続面の西側は西~北西の風で、不連続面と立山連峰との間はほぼ南西風で、西側の風速よりやや弱い。

この南西風はプラントル (1972) に述べられている流体の剥離現象と同じものと考えられ、季節風の西風が立山連峰の前面の風上で剥離現象を起こした結果と考えられる。

そして、この南西風と季節風との境界で第6図(b), (c)に示したように取東が発生しているものと考えられ、この取東によって上昇流が強まり雪雲が発達すると考えられる。

4. 降雪・雪片の落下と高層気象

4.1 降雪と高層気象

第8図(a)は三郷における1988年1月23日~25日の気温の鉛直シーケンスである。23日21時~24日3時には5,000 m 付近に -40°C の寒気が流入して、 -30°C は高さ3,800 m 付近まで下降して気温の下降が下層へ波及している。この状態は輪島もほぼ同じであった。

5,000 m 付近の気温の下降が下層よりも大きいため、鉛直方向の不安定が悪くなり、対流活動が活発になることによって雪雲が発達する。

また、松本 (1988) は上層気温の -40°C は過冷却水

滴が自然凍結する条件を与え降雪要因である充分な量の氷晶を提供すると述べており、高さ 5,000 m 付近に -40°C の寒気が流入することは大雪と関係が深いと考えられる。

このため、第 8 図(b)の三郷の湿度のシーケンスでは 85%の上面が 23 日午後には高さが約 1,500 m であったが、5,000 m の高さに -40°C の寒気が流入した 23 日夜には、85%の上面が高さ約 4,500 m へ急上昇している。

次に、輝度温度 (T_{BB}) 分布図から富山市付近の T_{BB} を読み取り、その温度を雪雲の雲頂温度とみなして第 8 図(a)から雲頂高度を推定した。それを第 4 表に示す。

雲頂の変化は湿度 85%の上面の変化とよく対応し

ており、雪雲は 23 日夕方から夜半にかけて急速に発達して大雪になったものと考えられる。

第 9 図の 500 mb 高層天気図 (23 日 21 時) では気圧の谷が北海道の西海岸から能登半島の西を通り山陰に達している。

この気圧の谷の西側の日本海北部 (北緯 42° 、東経 134° 付近) には -42°C の寒気がある。したがって、500 hPa の気圧の谷の通過に伴って第 8 図(a)の 5,000 m 付近の -40°C 以下の寒気が流入してきたものと考えられる。

4.2 雪片の落下と降雪分布

(1) 強い降雪時の雪片の落下と降雪分布

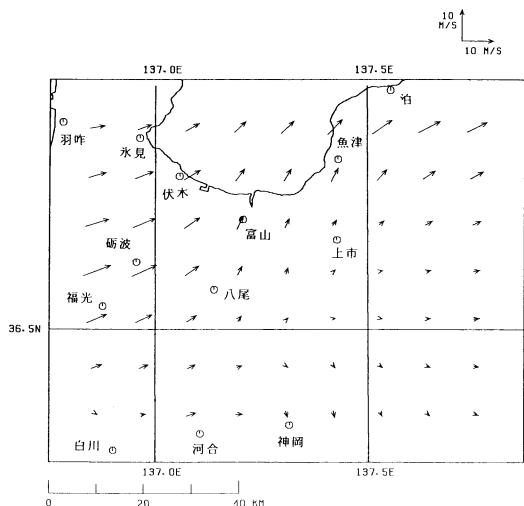
1988 年 1 月 23 日 15 時~25 日 9 時まで(富山で雪が降っている期間)の 6 時間ごとの降水量を調べると、県内の 13 地点の平均降水量が最も多かったのは、23 日 21 時~24 日 3 時の 6 時間で 10.8 mm であった (第 10 図(a))。

この時間帯には第 8 図(a), (b)にみられるように、上層の強い寒気が流入し雪雲が最も発達していた時である。

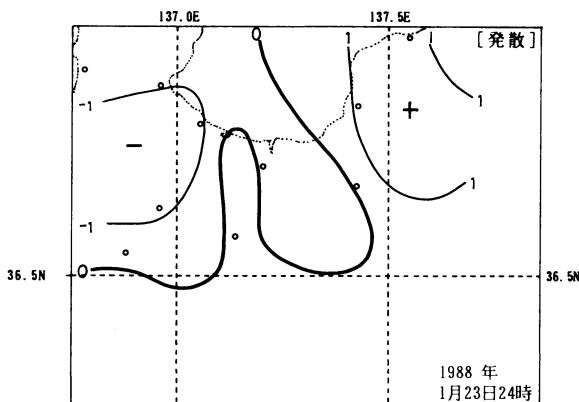
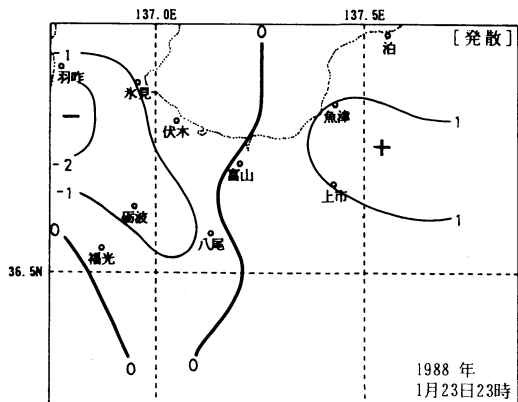
また、この時間帯のアメダスの平均気温分布は第 10 図(b)に示すとおりで、第 10 図(e)に示す気温と降雪の密度との関係図 (富山県 (1986), 15 時~21 時の降雪の密度を d 、同じ時間の降水量を r 、降雪量を h とすると $d=r/h$ によって求めた) から、降雪の密度を推定すると第 10 図(c)となる。

第 10 図(a)と第 10 図(c)とによって $h=r/d$ より 6 時間降雪量を推定すると第 10 図(d)となる。

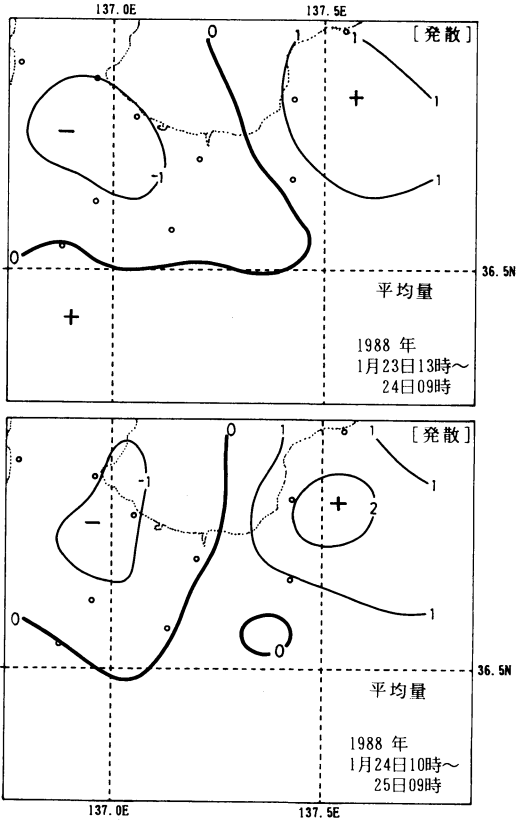
岡村・舟田 (1979) によると新潟気象レーダーのデータから雪雲のエコー強度の大きいものは、雲頂のほぼ



第 6 図(a) 10 km メッシュの地上風向・風速 (1988年1月23日13時)

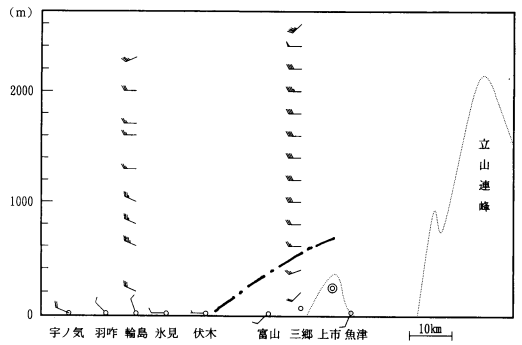


第 6 図(b) 発散分布 ($\times 10^{-4}$)



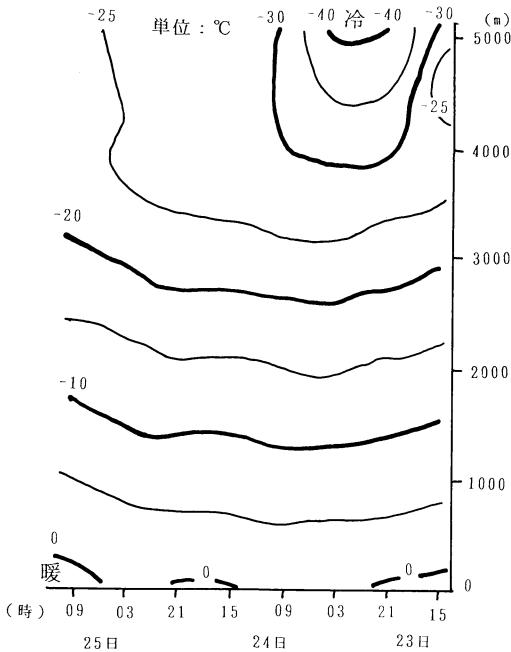
第4表 富山市付近の T_{BB} と推定した雲頂高度

日時	T_{BB}	雲頂高度
23 12	-18°C	約2.7km
15	-19	2.8
18	-22	3.0
21	-30	3.9
24	-35	4.3
24 03	-30	3.8
06	-27	3.4
09	-20	2.7

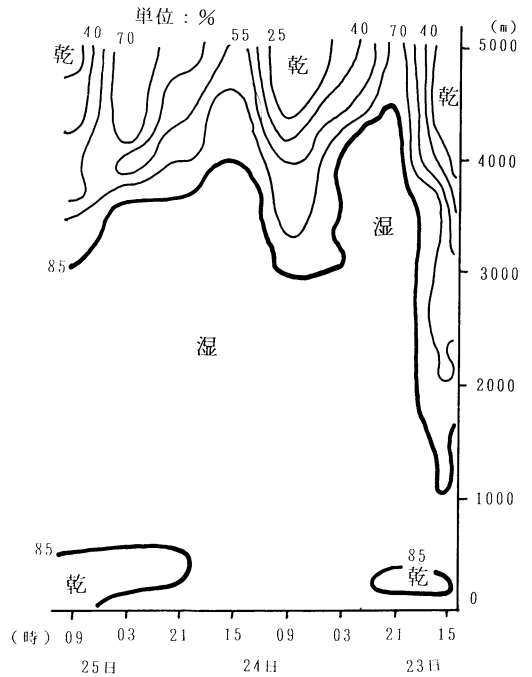


第7図 東西断面図 (1988年1月24日03時)
---は風の不連続面

第6図(c) 平均発散量 ($\times 10^{-4}$)



第8図(a) 三郷の気温鉛直シークス (1988年1月)



第8図(b) 三郷の湿度の鉛直シークス (1988年1月)

半分の高さにあることが多かったので、三郷の上空では第8図(b)より雲頂を85%の上面とすると、23日21時~24日3時はほぼ4,250mで、この半分の約2,000mの高さに密度の大きい雪片が集まっていると考えられる。

また、富山湾では輪島と三郷との中間の高さとすると、輪島における湿度の鉛直シーケンスより、85%の上面は約780hPa(高さ約2,000m)となる。その半分の高さ1,000mに密度の大きい雪片が集まっていると考

えられるので、富山湾では1,500mの高さに密度の大きい雪片が集まっていると考えた。

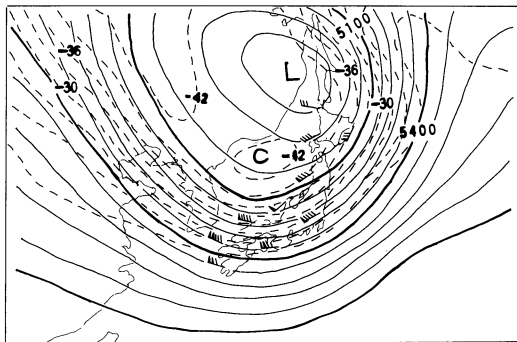
次に第11図(a)に示す三郷における風の鉛直シーケンスから、23日21時と24日3時との中間の風によって三郷の高さ2,000mから雪片を流しながら落下させてみる。

村本(1987)の実験によると、富山における降雪の雪片の落下速度は1m/sくらいのものが多かった。このことから雪片の落下速度を1m/sとして三郷の上空から落下させると、第11図(b)の下の矢印のように宇奈月の南方の山間部に達する。

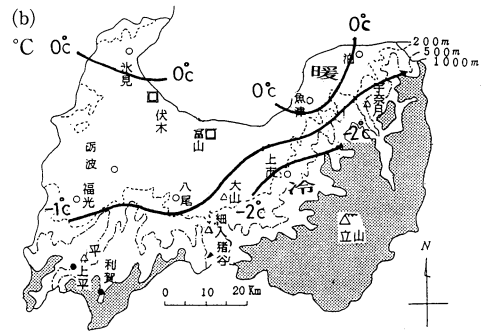
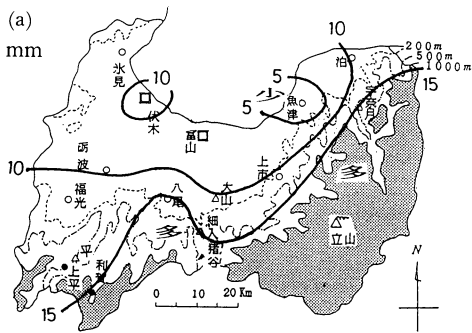
なお、輪島と三郷の風向・風速の中間値の風で富山湾の1,500mの高さから雪片を流しながら落下させると、第11図(b)の上の矢印のように雪片は富山県の北東部の海岸に落下する。

第10図(d)の推定降雪量では、宇奈月の南では30cmくらい、北東部の海岸では5~10cmとなっている。一方、三郷の上空の雪雲は富山湾より雲頂高度が高いとみられるので、雲頂の高い雪雲から多量の降雪があることになる。

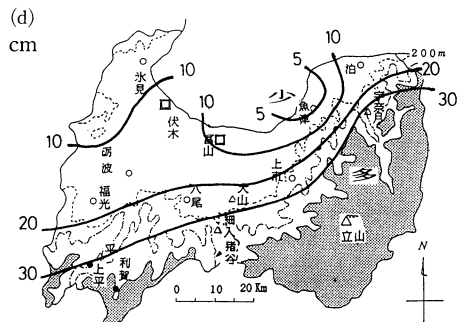
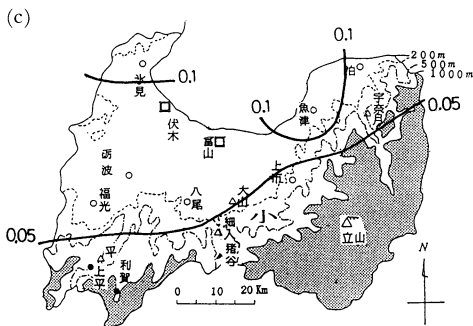
したがって、雪片の落下速度を一定とすると、降雪



第9図 500 hPa 高層天気図 (1988年1月23日21時)



第10図 (a)6時間降水量 (b)6時間平均気温 (1988年1月23日21時~24日03時)



第10図 (c)推定降雪密度 (d)推定降雪量 (1988年1月23日21時~24日03時)

分布は雪雲の雲頂高度と中・下層風との関係が深いことになる。

(2) 東部平野部の局地的大雪

第3図(c)に示す東部平野部の局地的な大雪について調べる。第8図(b)の1988年1月24日9時~25日9時までの三郷における湿度85%の上面を雪雲の雲頂とみなすと、その高さは3,000~4,000mの間を変化して、雲頂がほぼ3,500mにあったとみられる。

よって、この中間の1,700mに雪片の多くが集まっていると考える。

三郷における風(第2図(b)および第11図(a)参照)の平均風向・風速によって、上市町から雪片のコースを逆のぼると、第11図(c)となり、高さ1,700mの位置は八尾付近の上空となる。

第6図(c)の下図の平均発散量は北西部に収束域の中心があって、発散量の0線が富山の北北東から南南西へ走り、第11図(c)の高さ1,700mの雪片の位置が

発散量0線の上空とほぼ一致している。

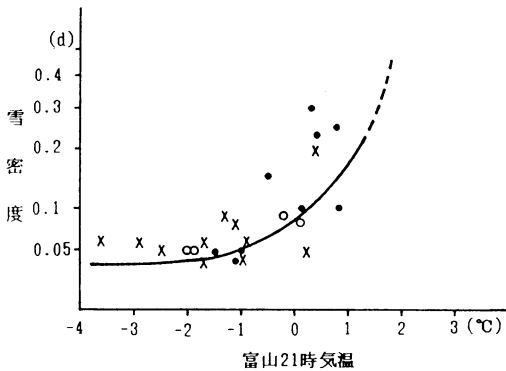
雪雲の最盛期は収束域の中心と発散量0線との間にあると考えられるので、八尾より更に雪片のコースを遡ると収束域の中心に近い砺波付近に達する。

したがって、石川県から季節風に流されてきた雪雲は、富山県の西部にある下層の収束域で発達し、砺波と八尾との間で最盛期となり、その雪雲から雪片が下層風に流されながら落下し、25~35km風下の上市町で多く積ったものと考えられる。

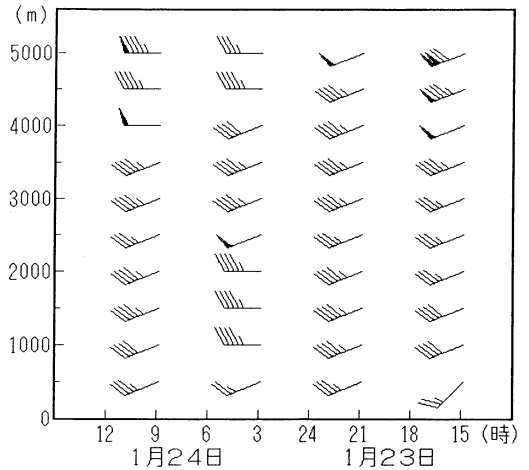
よって、降雪分布は下層の発散・収束分布とも関係が深い。

5. あとがき

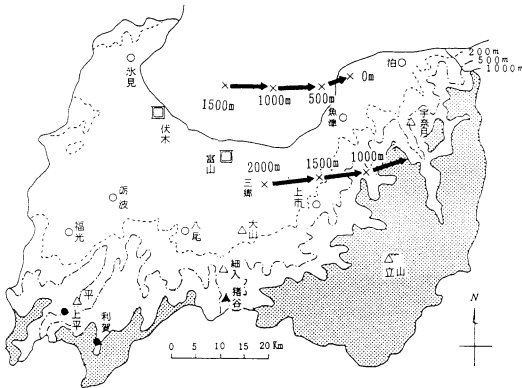
富山県が高層気象観測を実施したデータと気象庁のデータによって調べたところ、富山県の降雪分布は



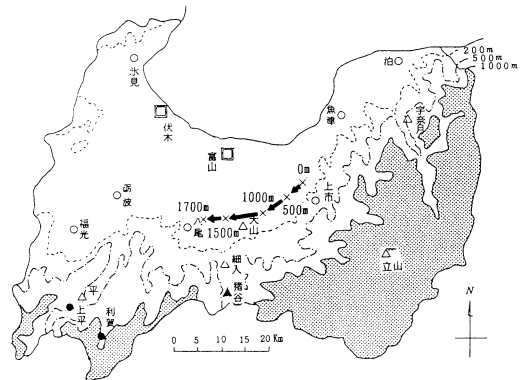
第10図(e) 富山の気温と降雪の密度 (●1984年12月, ○1985年1月, ×1985年2月)



第11図(a) 三郷における風の鉛直シーケンス (1988年1月)



第11図(b) 落下する雪片の流れ (1988年1月23日 21時~24日03時)



第11図(c) 上市町に落下した雪片のコースを逆のぼる (1988年1月24日09時~25日09時)

中・下層の風向と大きく関係していること（しかし、富山県の条件が必ずしも石川県や新潟県には適合しない）、立山連峰の風上の剝離現象によって下層風が影響を受け、それが地上風の収束域や発散域を作り、降雪分布に関係していることがわかった。

今後は中・下層風の予測や雪雲の発達過程などの調査を進めて行かねばならないと考えている。

謝 辞

富山県雪情報通信システム開発業務の一環として降雪量予測手法の発展のために、本研究の機会を与えて下さった富山県水雪対策室の元室長橋本清氏、元主幹の名古屋英二氏、元副主幹の西島正博氏に対し、また、気象資料を閲覧させていただいた富山地方気象台に対し深く感謝致します。

参 考 文 献

- 藤田敏夫, 1966: 北陸地方の里雪と山雪時における総観場の特徴, 天気, 13, 359-363.
 倉嶋厚, 1968: 上空寒気と降雪, 気象庁技術報告, 66, 52-55.
 宮沢清治, 1985: 天気図と気象の本, 国際地学協会, 68-69.
 立平良三, 1968: 雪エコーの発生・移動, 気象庁技術報

- 告, 66, 321-322.
 岡村敏夫・舟田久之, 1979: レーダエコーと降雪分布について, 天気, 26, 764-772.
 富山県, 1987: 富山県雪情報通信システム開発業務報告書, 10-23.
 富山県, 1989: 富山県雪情報通信システム開発業務報告書, 12-16.
 気象庁, 1968: 北陸豪雪調査報告, 気象庁技術報告, 66, 28-35 および 456-462.
 斉藤鍊一, 1976: 地点雨量予報, 日本気象協会, 技術情報, No. 11, 169-172.
 当舍万寿夫, 1973: 日本海における熱収支, 気象研究ノート, 115, 139-153.
 岡村敏夫, 1980: レーダエコーと降雪分布について (第2報), 天気, 27, 865-868.
 松本誠一・二宮洸三, 1969: 降雪に伴う中規模じょう乱に関する研究, 天気, 16, 294-296.
 プラントル(白倉昌明・橘藤雄監訳), 1972: 流れ学(上), コロナ社, 251-255.
 松本誠一, 1988: 新総観気象学, 東京堂出版, 61-64.
 富山県, 1986: 富山県降雪予測システムの開発業務報告書, 29-34.
 村本健一郎, 1987: 画像処理による降雪観測システム, 第12回雪害防災研究発表会梗概集, 国立防災科学技術センター雪害実験研究所, 3-4.

第6回国際ワークショップ

「大気中の流れと拡散に関する風洞・水槽モデリング」

日 時: 1993年8月25日(水)～8月27日(金)
 場 所: 阿蘇プリンスホテル(熊本県阿蘇)
 主 催: 6th Workshop 国内組織委員会,
 委員長 中村泰治(九州大学).
 6th Workshop 国際組織委員会,
 委員長 A. Robins (UK).
 共 催: EURASAP (European Association for the
 Science of Air Pollution)
 講演者: A. Robins (UK)
 R. N. Meroney (USA)
 D. Hall (UK)

N. Duijm (Netherlands)
 M. Schatzmann (Germany)
 W. H. Snyder (USA)
 他

参加費: 30,000円

詳細は

〒816 春日市春日公園6の1

九州大学応用力学研究所 6th Workshop 事務局

植田洋匡 もしくは 大屋裕二 まで

Tel: 092-573-9611 内線571, 577

Fax: 092-582-4201