

豪雪に関する総観的予報法の 最近の進歩*

宮 沢 清 治**

1. まえがき

北陸平野部に降る大雪(里雪型の豪雪)の研究は、明治時代からその一端がみられ、石田は1908年、「裏日本の降雪は地形性降水と日本海に発生する低気圧による降水の両因による」と論じた。これから60年後の現在に至るまで多雪、少雪年によって研究の盛衰があったが、現地の人達によって降雪機構解明への努力が続けられた。1960年12月の大雪を契機として、降雪予報の精度向上を望む現地の熱烈な要望が高まり、1963年1月から5年間、気象研究所を中心に北陸豪雪特別観測が実施された。この観測の目的は降雪機構の解明と予報精度の向上にあり、松本らは降雪に伴う中規模じょう乱の構造と役割を明らかにした。一方、筆者は1957年12月末の大雪以降、数次にわたる大雪を経験し、多くの解析例のうちからまだ残された問題の多い里雪型の豪雪時の中規模じょう乱に関しての具体例を収集して実際の解析法を研究し、その結果を整理して予報に応用する方法を論じた。最近、北陸豪雪特別観測によって得られた幾多の貴重な研究が気象庁技術報告として刊行された。内容がきわめて多彩にわたっているので日常の予報業務に生かすには整理が必要となる。本稿ではこれらを参考にし予報法の向上に役立つものを拾いあげ、筆者の研究と合わせて述べ、将来への発展の礎としたい。

現在の日常の降雪予報の方法には、類似法、統計相関法などがあるが、気圧系の急変動に伴う降雪量の予報が実況に追従できないことが多い。いまの総観状態が今後

どれだけ持続するか、また急変するかという客観的予報法は数値予報方式を除いては良法がない。数値予報の結果を効果的に生かすには、モデルに正確な初期条件が与えられ、かつ日本海からの補給を合理的にとりいれる必要があるし、一方、丹念な総観解析による定性的な方法も加味されなければならない。

2. 上層寒冷うずの南下

偏西風帯の不安定化によって高緯度の極冠寒気から切離された上層の寒冷うずが日本海に南下すると豪雪が降るという事実は、今日ではほとんど常識化し、報道解説においても上空5~6,000mの-40°Cの寒気という表現が積極的に使われるようになった。大雪と寒冷うずとの結びつきが明確になってきたのは1957年頃からで、現在では寒冷うずの南下の予報が大雪予報の大部分をしめている。

高緯度にある寒冷うずが日本付近に南下するかどうかの旬日予報の立場からの検討は十分ではないが、寒冷うずが南下している広域場の特徴を知れば予報精度の向上に潜在的に役立つであろう。既往の顕著里雪の場(1957年12月、1960年12月、1963年1月)を少雪異常高温(1964年1月)のそれと比較すると寒冷うず南下の際の特徴として次のものがあげられる。

(1) 北半球500mbでは、日本海から北日本にかけての寒冷低気圧; アラスカからカムチャツカにのびる切離した温暖高気圧; 中央アジアの90°E付近から北東にのびる気圧の尾根などがみられる。

(2) 中部成層圏(30mb)では、日本付近の対流圏の強い低圧部(500mbで-43°C)が暖かい亜熱帯高気圧(-40°C)と対応している。

(3) 極東500mbでは、谷が140°E以西に位置し、東西指数(35-55°N, 100°E-170°W)が低くなるにつれ

* Recent Development on the Synoptic Technique of Forecasting of Heavy Snowfall.

** S. Miyazawa 気象庁予報課
—1969年12月9日受理—

て山間部・平野部の両方に降る混合型大雪が、さらに低下すると里雪が降りやすくなる。すなわち、里雪は偏西風波動の蛇行が大きく（低指数循環）、高緯度から南下した寒冷うずが日本海に落ち込んだときに降りやすく、山雪は寒冷うずが日本の東海上や高緯度に位置し、偏西風の東西流の強いとき（高指数循環）に降りやすい。500mb高度の波数分析によると、里雪の場合は日本上空の長波の谷は深く、その谷線の位置は山雪の場合より西にある（Kurashima, 1968）。

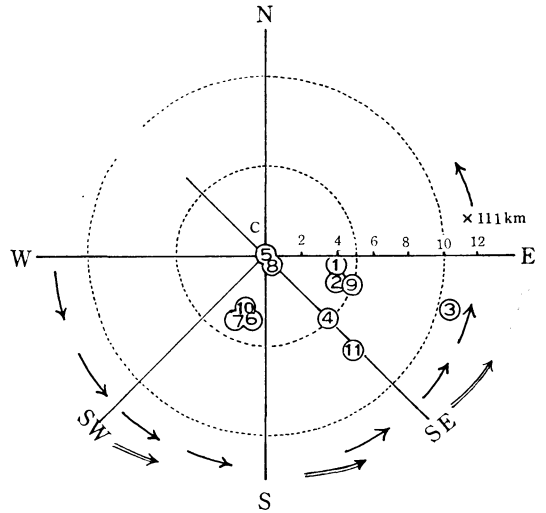
これらの特徴的な広域場は、寒冷うずの南下の先行現象として現われるが、また同時現象的に認められる場合もある。このような広域場のもとで、寒冷うずや正うず度域を丹念に解析、追跡することが大雪予報の基本となる。特に高層観測地点の1地点のみに現われる小寒冷うずは、見落すこともあるので周囲の風の場を考えて解析されねばならない。また500mb寒冷うずは、300mbの暖気核に対応していることもあるので、寒冷うずよりも暖気核の追跡が効果的なこともある。

3. 上層寒冷うずと強雪域

北陸平野部の大雪が南下した寒冷うずの近傍で発生する小じょう乱または小低気圧が引き金作用となってもたらされることは多くの中規模解析の結果が示している。「近傍」という漠然とした表現でなく、うずの中心に対していかなる相対位置で中規模じょう乱または強雪が発生するかは、地域予報上きわめて重要なことである。

暖候期の寒冷うずとその周辺における雲分布モデルによると（中山, 1968）,

(1) 寒冷うずの東から南東部にかけての暖気側に組織的な対流雲が発達する。



第1図 強雪域と500mb寒冷うずの中心、強風帯との位置のモデル。Cは寒冷うずの中心、数字は第1表のじょう乱番号、点線は中心から5、10×111kmの距離円、太矢印は寒帯ジェット、二重矢印は亜熱帯ジェット。

(2) 寒冷うず内で対流雲が現われる。

すなわち、中心より東では対流雲が発達するが、寒気の中心が過ぎて谷の西側に入ると対流活動は抑制される。

里雪の場合は上記のモデルがそのまま適用されると考えられる。対流雲は中規模現象に密接に関係しているので、寒冷うずの中心に対して東から南東部にかけてと中心付近で中規模じょう乱が発生しやすいといえよう。しかし西側の対流活動の抑制される部分でも、地形などが対流雲の発生に好条件であれば降雪を起こすことがあ

第1表 中規模じょう乱による強雪域と500mb寒冷うず、強風帯との位置。

じょう乱番号	日付(解析者)	うず中心からの方位、距離(×111km)	強風帯からの位置	うず中心の気温	強雨雪強度
1	Dec. 29. 1960 (宮沢)	E, 4	北	-46°C	10mm/3hr
2	Dec. 31. 1960 (宮沢)	ESE, 4	北	-45	22mm/3hr
3	Jan. 26. 1960 (宮沢)	ESE, 11	北	-45	30cm/8hr (雪)
4	Jan. 23. 1963 (宮沢)	SE, 5	北	-42	5cm/1hr (雪)
5	Feb. 2. 1964(松本・二宮)	中心部		-40	2mm/1hr
6	Jan. 16. 1965 (松本・二宮)	SSW, 3.5		-39	3mm/0.5hr
7	Jan. 19-20. 1965(松本・二宮)	SSW, 4.2		-33	4mm/0.5hr
8	Jan. 20. 1966 (中山)	中心部			
9	Jan. 23. 1966 (宮沢)	ESE, 4.5	北	-40	20cm/24hr (雪)
10	Jan. 22. 1966 (宮沢)	SSW, 3.5	北	-39	13.9mm/3hr
11	Jan. 15. 1967 (宮沢)	SE, 7	北	-45	80cm/24hr (雪)

り、山雪がこれに当るのであろう。

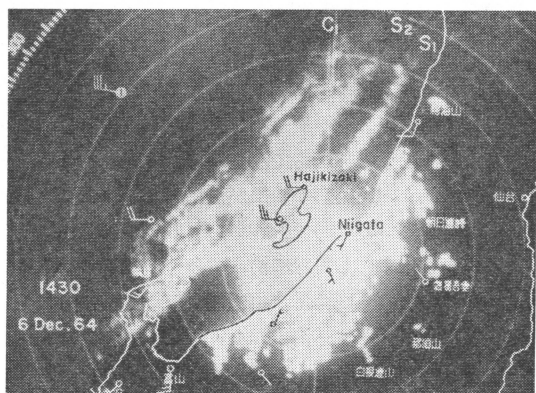
いま、既往の中規模じょう乱のレーダー・メソ解析例から500mb 寒冷うずの中心と中規模じょう乱による強雪域との相対位置の関係を調べてみると第1表、第1図のようになる。寒冷うずの大きさ、強さ、傾斜などによって画一的にまとめることはむづかしいのでモデル化してある。これによると強雪は、南下したジェット気流の北側で、500mbうずの中心付近と中心から南ないし東側の領域で起りやすいことを示している。寒冷うずの通過経路を予想して強雪の起る場所、時間を知るうえに参考となる。これらの総観的解釈としては、寒気のドーム内部では積雲の雲頂が5~6,000mに達するほど安定度が悪く、厚い湿潤層がみられること、またドームの南~東側は、正うず度移流による上昇気流域に当ること、地形などによる下層風収束域、強い風の鉛直シアーなどの存在から説明できるであろう。

4. 降雪現象の分類とその予報

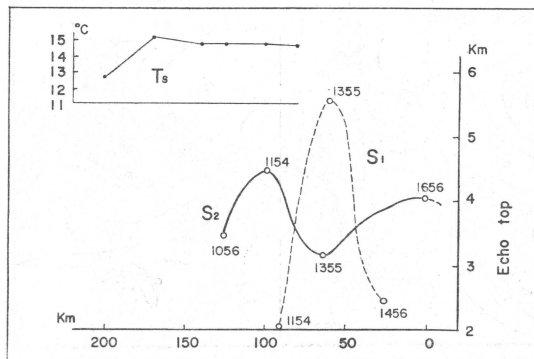
複雑な日本海側の集中豪雪の機構を単一なモデルで画一的に表わすには無理がある。前述の寒冷うずと強雪域の相対位置でも一義的にきまらない。降雪機構を総観的に論ずるには、いかなる種類の降雪かを前提としなければ混乱してしまふ。筆者は試案として中規模じょう乱による顕著降雪現象を11例選び、総観的に次の4種類に分け、それぞれのじょう乱の実態と予報への適用性を明らかにした。

(1) 寒冷前線、不安定線による降雪

日本海から南下する寒冷前線が北陸地方を通過する際に、波状構造をもつ2~3の不安定線 (Prefrontal squall line) の通過によって強雪が降ることがある。1960年1



第2図 1964年12月6日14時30分の弥彦山レーダー写真。S₁, S₂ は不安定線, C₁ は寒冷前線。距離円は50km間隔。

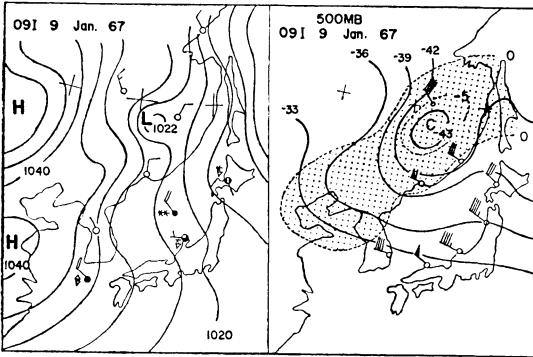


第3図 不安定線 S₁, S₂ を構成する同一エコーの高度 (縦軸) と北陸沿岸からの距離 (横軸) との関係。T_s は海表面水温。

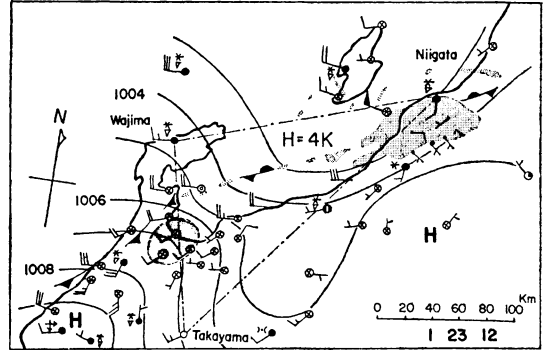
月26日の例については既に報告 (宮沢, 1961) してあるので、1964年12月6日の例について簡単に述べる。

この例では、日本海低気圧に伴う寒冷前線、不安定線の通過によって北陸地方では縞状の降水分布が得られ、低温の場が加わると里雪になったであろう。北陸沿岸沖約300kmの観測船清風丸と弥彦山レーダーの連続観測から中規模解析を試みた。各地の相当温位解析によって不安定線と寒冷前線を区別し、海上から北陸地方へ接近する際の両線の実態を調べた。第2図には不安定線 (S₁, S₂) と寒冷前線 (C₁) に相当する線状エコーを示すが、これらの北陸地方通過時の速度は20~30km hr⁻¹であった。線状エコーを構成する個々のエコーのうち同一エコーを追跡し、エコー高度と海岸からの距離を示したのが第3図である。約3時間の周期でエコーの発達、衰弱 (エコー高度の変化) を繰り返している。富山湾上の線状エコーの出現には2~3時間の周期があって中規模じょう乱の周期と一致しているという松本らの調査 (Matsumoto et al, 1968) と似ている。寒冷前線、不安定線の通過によるある地点の気象要素の変化は、個々の中規模じょう乱の発達段階によりまちまちで、発達の程度によって気温が上昇したり、下降したりまた降雪量の有無を伴う。これは季節風吹き出し時の寒冷前線が総観解析で単一に画かれないことを示すものであろう。これらの実例を総合して前線、不安定線の通過による降雪現象は突風 (23m/s)、最大降水強度 (3.0~7.6mm hr⁻¹)、気圧上昇 (全振巾で 0.7~1.0mb)、地上風最大収束量 (-6 × 10⁻⁴sec⁻¹) などを伴うことである。

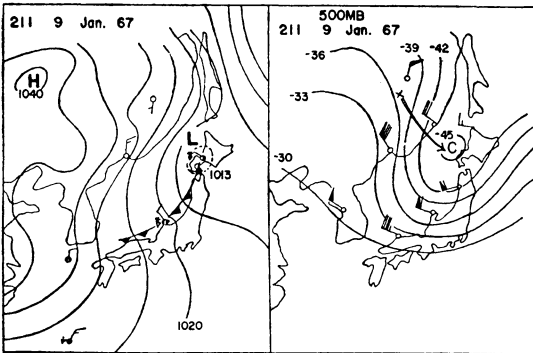
この種の数時間予報は、日本海上の線状エコーを早期に探知して追跡するのが効果的である。線状エコーを



第4図 1967年1月9日09時(日本時)の地上天気図(左)と500mb等温線図(右). 点領域は500mb高度下降域.



第6図 1963年1月23日12時(日本時)の北陸地方局天気図. 陰影域はレーダーエコー域, 破線で囲まれた陰影域は3時間3mm以上の降水域, 鎖線は収束量を計算した三角形.



第5図 1967年1月9日21時(日本時)の地上天気図(左)と500mb等温線図(右). 矢印は寒冷うずの12時間の移動経路.

現業的に補外, 追跡する方法としては, 輪島の最新の700mbの風速の線状エコーに対する直角成分をもとめ, この風速成分の20~30%増しの速度で補外すると結果がよい. この場合エコーの発達, 衰弱が問題となるが, 前述の周期を考慮する必要がある.

また12~24時間予報には, 大陸の前線の早期検出と追跡が必要となる. 日本海を南下する前線は, 満州, 朝鮮方面から南下するものと北方の沿海州, 樺太方面から一夜にして南下してくるものがあり, 後者の降雪予報は常に手遅れとなる. 一例として第4, 5図に12時間々隔の地上天気図と500mb等温線を示す. 寒冷前線の南下によって混合型の大雪が期待されたが, 通過後の季節風が強く日降雪量分布図では北部で里雪となったほかは山雪となった. この場合, 前線の接近を12時間前に知るには第4図(左)で, すでに前線が検出されねばならないが, 大陸では水蒸気量が少なく, 局地的に著しく冷却したり

するので, 前線が不明瞭となることが多い. このような場合は前線よりも, 小規模の500mb寒冷うずの検出と追跡に着目した方がよい. すなわち, 着眼点としては

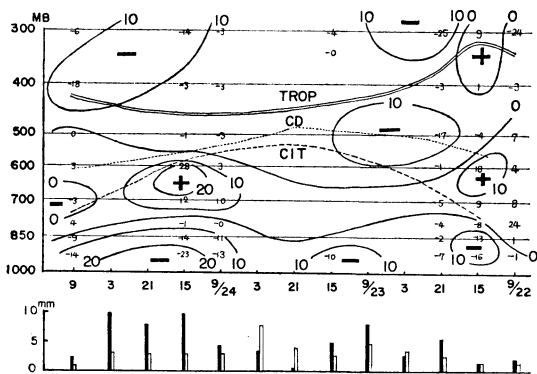
(i) 地上の小低気圧(第4図のハバロフスク付近, 第5図の北海道西岸)の上空には, 500mbの小規模の寒冷うずが対応しているので高層観測が欠測でも, 小低気圧の存在は寒冷うず検出の良い指標になることが多い.

(ii) 500mb高度変化図における高度下降域(第4図右)は, 寒冷うずの南下を示すので下降域の出現には注意を要する.

(iii) 大陸からの寒冷うずは, 500mbの谷が140°Eより東に位置する東谷傾向すなわち北西流の場合では, 南下速度が大きく一夜のうちに南下してしまう. この例では寒冷うずの南下速度は 58 km hr^{-1} で, 通過経路付近の地衡風速35 Knotsとほぼ一致する.

(2) 収束線(北陸不連続線)による降雪

この例として1963年1月23~24日, 1966年1月22~23日などがある. 上層の寒冷うずが日本海に入り, 地上気圧配置が袋型になると気層が不安定になり, かつ北陸地方特有の地形効果も加わって海上からの北西風, 山陰地方からの西風, 内陸からの南風が沿岸海域で収束して強雪(例えば 13.9 mm hr^{-1})をもたらす. 収束線に沿う水平収束の直接の結果として線に沿って多くの中規模じょう乱が現われる. 第6図に示す例では収束線に沿ってエコーが線状配列し, エコー高度は4,000~5,300m, 線状エコーの南側には暖気が流入している. 海上のエコーの周辺では, 50 Knotsにおよぶ局地的強風が吹いていることは激しい対流雲の存在を示すものであろう. 線状エコーを構成する個々のエコーセルは海上から陸地に進むに



第7図 1963年1月22～23日の収束量(10^{-5}sec^{-1})の時間断面図。黒棒グラフは富山の6時間降水量。白棒グラフは領域平均6時間降水量。CIT(破線):対流不安定層の上部, CD(点線):コールドドームの上面, TROP(二重線):圏界面。

つれて散乱し降雪をもたらしている。収束線による降雪が激しかった1963年1月22～23日の輪島、新潟、高山で囲まれた三角形($S=1.36 \times 10^4 \text{km}^2$)について特別高層観測の資料を用いて収束量を計算し、平均降水量と対比させた結果を第7図に示す。この図から次のことがわかる。

(i) 22日から23日にかけて500mb寒冷うず(-45°C)が北朝鮮から日本海に入ると同時に下層収束が増大し、収束線(北陸不連続線)が形成された。下層収束量は寒冷うずが津軽海峡西方の日本海北部に達した24日午後には最大となり $2 \times 10^{-4} \text{sec}^{-1}$ を示した。

(ii) 24日には、高度2～3kmを境として下層に収束、上層に発散という中規模の対流系が見られる。この対流系は、寒冷うずの南辺でジェットの前側で起こり、圏界面低下、対流不安定層の増大、強い降雪量を伴っている。1965年1月19日の松本らの解析例(Matsumoto et al, 1967)と結果が一致している。

(iii) 下層収束量と領域平均降雪量との対応は良く、特に富山の地点降雪量との関係はかなり良い。

これらのことから下層収束量が迅速に求められれば降雪量予報に資することができる。高層観測を用いて計算する下層収束量を地上風収束量で置き換える試みとして沿岸海域(舩倉島, 相川, 新潟, 高田, 入善を結ぶ領域)の地上風収束量と3時間後の下流の新潟, 長岡, 高田の3地点平均降水量との関係を見ると、両者は良く対応しているとの報告がある(力武, 1965)。これは降雪が収束の変化に伴って現われ、強い下層収束で対流雲が発達

し、風下の地域に移動して雪を降らせるとの考え方による。

この観点に立てば、収束線による降雪の数時間予報に対しては、能登半島を中心として気圧、風の自記観測地点からの資料を速やかに集め、収束などの諸量を計算し、レーダーエコーと合わせて監視する体制ができれば精度の良い降雪の定量的予報を行なうことができよう。経済効果を考慮して検討されるべきであろう。

なお、上層の寒冷うずを伴わないで単に移動性高気圧後面で、内陸からの南風と海上からの北風の収束による小範囲の安定性の里雪現象がある(1965年2月11日)。この種の降雪ではエコーが海岸線に平行に線状配列するが、気層が安定であるのでエコー高度が低く(1,200～1,600m)、夜間から早朝にかけて数cm程度の降雪をもたらす程度である。

(3) 小低気圧による降雪

北陸地方の局地降雪が小低気圧、小じょう乱の通過によって強度を増すということは、1957年12月末の大雪解析で初めて見出され、1960年12月、1963年1月の大雪時にも小低気圧が解析された。現在では大雪予報において小低気圧、小じょう乱の発見、追跡が有効であることは、ほとんど定説となっており、さらにレーダー観測網の整備によって各地で小低気圧の一部が、現実にはうず状エコー(メソ低気圧)として肉眼で捕えられ、追跡されるようになった。これらの小低気圧は、発生原因や場所によってスケールが異なるので、総観解析上のように分類して考える必要があろう。

(i) 日本海を南下する寒冷前線上の波動として現われるもの(1963年1月23日)

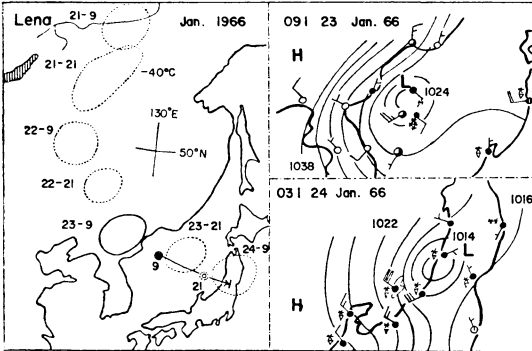
(ii) 日本海寒冷うずの南辺の沿岸海域で、鉛直不安定や強い下層収束の結果現われるもの(1960年12月31日)

(iii) 季節風の吹き出し初期の北西強風下で、強い地上風収束の期待される沿岸海域で現われるもの(1965年2月3日)

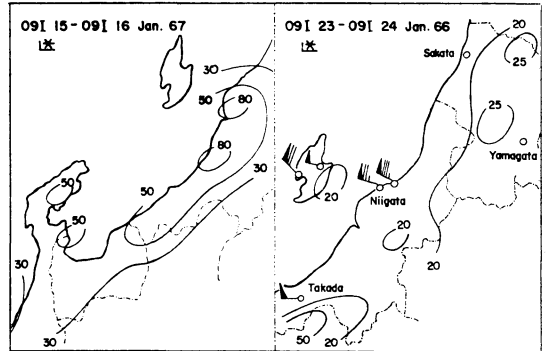
(iv) 上層の寒冷うずや谷が大陸から南下して日本海に入る場合、谷の前面で正うず度移流による上昇気流の結果現われ、北陸地方を通過するもの(1966年1月23日, 1967年1月15日)

以上のうち(i), (ii), (iii)例については一括報告してあるので(Miyazawa, 1968)、ここでは予報上重要な(iv)例について述べる。

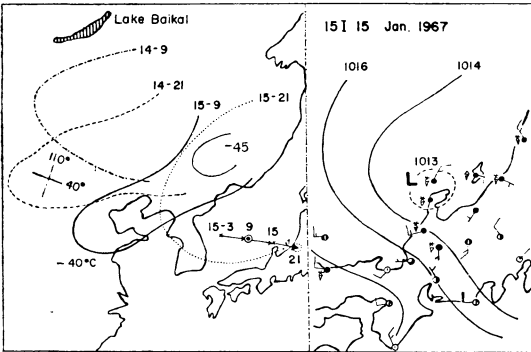
バイカル湖やレナ河上流から南下してくる寒冷うずや



第8図 1966年1月21~24日の寒冷うず(-40°C線)の追跡図(左)と日本海、北陸地方の局地天気図(右)。矢印は小低気圧の経路。



第10図 左: 1967年1月15~16日の日降雪量分布図(cm).
右: 1966年1月23~24日の日降雪量(cm)と最大瞬間風速(knot),



第9図 1967年1月14~15日の寒気舌(-40°C線)の追跡図(左)と北陸地方局地天気図(右)。矢印は小低気圧の経路。

寒気舌が、黄海北部や北朝鮮に達すると谷の下流の日本海西部に小低気圧が発生することがある。このような小低気圧は、上層のうず度移流、温度風うず度移流による上昇気流によって、うず度中心または谷の下流約500~1,000kmの海上に発生するもので、総観規模の通常の低気圧の発生、発達と同様に説明できる。第8図(左)は1966年1月23日の500mb寒冷うずを示す-40°C線をレナ河上流から追跡した結果である。寒冷うずが北朝鮮に達した頃、約450km下流の日本海西部に小低気圧が発生し、時速40kmで東南東に進み北陸沖を経て東北地方南部へ移動した。小低気圧の発生時と北陸通過時の天気図を同図(右)に示すが、小低気圧の直径は約300km、日本海上に船舶資料が無いと捕捉がむづかしく、寿命は約18時間で東北地方南部で消滅した。小低気圧の通過による降雪量と最大瞬間風速を第10図(右)に示すが、通過時の風雪は強烈であった。

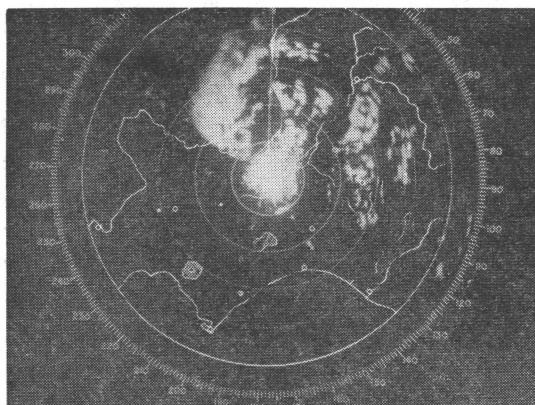
第9図(左)は1967年1月15日の500mb寒冷うずを示す-40°C線の寒気舌をバイカル湖方面から追跡した結果であるが、寒気舌が北支那に達した頃、約1,000km下流の日本海西部で小低気圧が発生し、時速46kmで東南東に進み、北陸地方を襲った。同図(右)は小低気圧の北陸通過時の局地天気図であるが、小低気圧の直径は約300km、寿命は約18時間で新潟県中部を通過して第10図(左)に示すような顕著な里雪となった。

このような小低気圧は、規模の比較的大きいものに属するが、それでも海上資料が無いと、発生、移動の予報は困難である。現状では地上気圧の等変化線解析を行なって日本海周辺の気圧下降に注意し、低気圧接近を事前に察知することが必要である。日本海における定点観測もしくはブイロボットによる連続観測が望まれる。

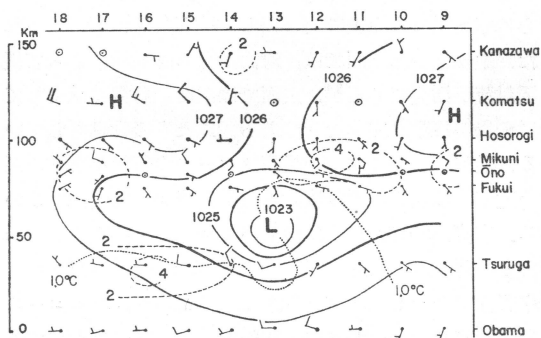
(4) うず状じょう乱による降雪

強雪をもたらす小低気圧は、しばしばレーダーによって明瞭なスパイラルバンド、眼状域をもったうず状エコーとして認められることがある。分類としては前項(3)に入るが、小低気圧のうちレーダーで認められる小規模のものを特にうず状じょう乱として分類したが、メソサイクロンの一種であろう。1965年初めて見出されてから、日本海側の各地で相次いで観測されており、暖候期の集中豪雨時にも類似のじょう乱が現われたとの報告もある。北陸地方では、主として能登半島、佐渡で囲まれる海上や丹後半島沖に発現していることから、地形的に著しい収束効果のある地域に、強い下層収束の期待される総観場が重なったときに発生しやすいことが推定される。発生しやすい総観的条件としては(括弧内は例数)

- (i) 寒冷前線通過直後の強い季節風下(3)



第11図 1969年1月3日12時23分の石狩湾におけるうず状じょう乱(岡林, 里見両氏による).

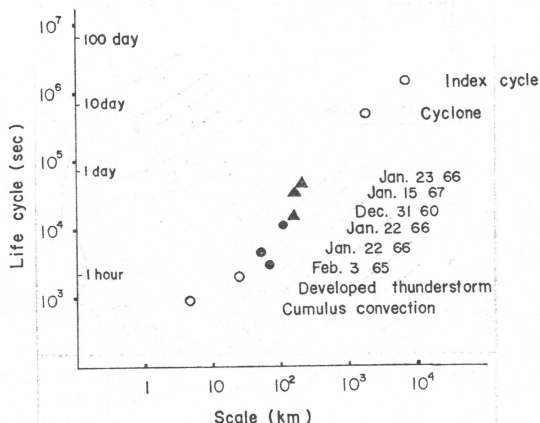


第12図 1969年1月22日のうず状じょう乱の通過による金沢—福井—敦賀を結ぶ線に沿う気象要素の時間変化. 破線: 1時間降雪量(mm), 点線: 等温線, 実線: 等圧線.

- (ii) 季節風末期または袋型気圧配置(4)
- (iii) 日本海低気圧の暖域(2)

などがあげられる。第11図は最近、北海道石狩湾で観測されたうずじょう乱であるが、このときは500mbの -42°C 寒冷うずが北海道をおおい、地上等圧線型式は袋型であった。既往のうず状じょう乱の解析結果については省略するが、一般にこの種のじょう乱は海上から陸上に入るに従って、スパイラル状の形態がくずれるのでじょう乱の通過による陸地の強雪状況を明確にはあくできなかった例は極めて少ない。第12図は1966年1月22日、若狭湾から敦賀北部を通過した典型的なうず状じょう乱が、幸運にも陸上の特別観測網にかかったので毎時観測資料によってじょう乱の実態を画いた結果を示すものである。

1970年2月



第13図 大気じょう乱の規模と寿命の関係. 黒円はうず状じょう乱. 黒三角形は規模のやや大きい小低気圧.

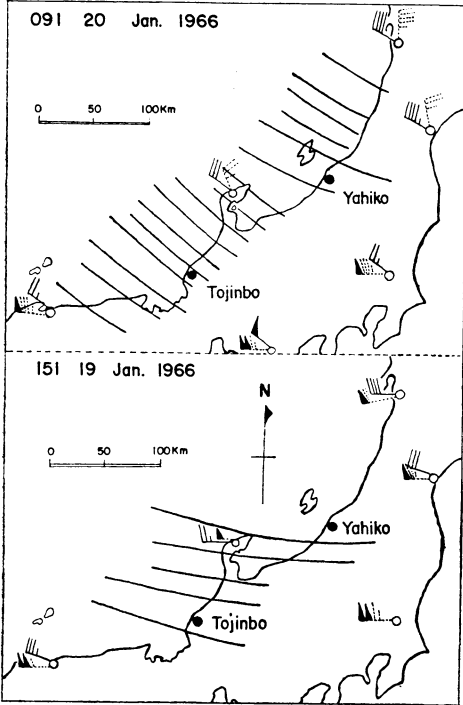
南北方向の規模は約80km、じょう乱の北東前面と南西前面には 4 mm hr^{-1} の強雪域をもち、前面には暖気、後面には寒気の流入が見られ、総観規模の低気圧の実態とかなり似ている。うず状じょう乱によって強雪が降ることは確かめられたが、豪雪になるにはこれらのじょう乱が相次いで通過することが必要である。うず状じょう乱の性質をまとめると、移動速度はかなり早く $60\sim 80\text{ km hr}^{-1}$ を示し、重力波の位相速度 $50\sim 100\text{ km hr}^{-1}$ と似ていること；通過に際しての気圧上昇は全振巾で $1.3\sim 2.0\text{ mb}$ 、降雪強度は 4 mm hr^{-1} 、最大瞬間風速は $20\sim 22\text{ m sec}^{-1}$ ；平均収束量は $5 \times 10^{-4}\text{ sec}^{-1}$ 程度である。また水平規模、寿命は小低気圧としては比較的小さく、それぞれ、 $50\sim 100\text{ km}$ 、数時間以内であり、収束量の桁は 10^{-4} sec^{-1} 、うず度の桁は 10^{-3} sec^{-1} と計算される。

いままで解析された小低気圧の規模と寿命を、大気中のじょう乱の規模と寿命の関係図(Matsumoto, 1969)に記入すると第13図になる。ここで規模とは現象の支配領域の大きさまたは最大円形等圧線を取り、また寿命とは生成してから発達し衰弱するまでの所要時間をとった。これらの間には、ほぼ直線的な比例関係が成り立っており、豪雪に関係した中規模じょう乱系は $50\sim 300\text{ km}$ 程度の規模をもち、寿命は数時間 \sim 20時間で、このうちレーダーで認められるうず状じょう乱は $50\sim 100\text{ km}$ の規模、寿命は数時間以内で特性づけられるといえよう。

5. 降雪予報へのレーダーの利用

(1) 冬季季節風吹走時のエコー特性

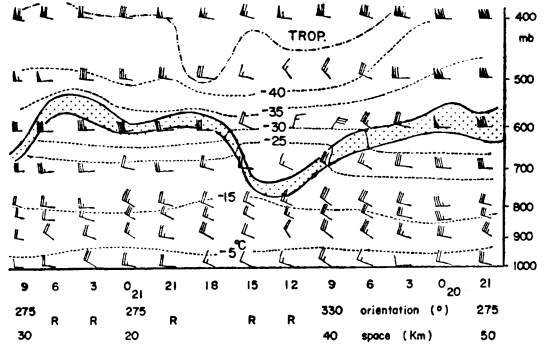
北陸地方の冬の季節風吹走時のレーダーエコーの形態は、概括的にはランダム状(R)、線状(L)、うず状ま



第14図 上：1966年1月20日9時（日本時）の北西季節風時（山雪）の線状エコーの合成図。
下：1966年1月19日15時（日本時）の里雪時の線状エコーの合成図。
点矢羽根：500mbの風，実線矢羽根：850mbの風。

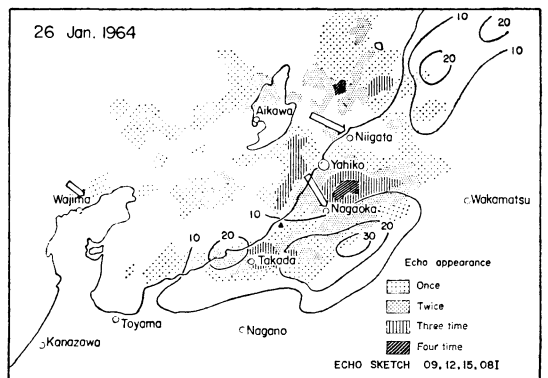
たはリング状（V）に分類できよう。このうち降雪時の線状エコーは特徴的である。第14図でみられるように季節風最盛期（山雪）に現われるNW-SE走向の線状エコーは、海上約150km沖合から陸地に向かって間隔20~30km，幅10km，高度2,400~5,100mのエコーが縞状に配列し，走向は近似的に850mbの風向と一致している。またこの種の線状エコーには出現しやすい地理的，地形的環境がある。次に季節風末期または袋型気圧配置（里雪）に現われるW-EまたはSW-NE走向の線状エコーは間隔30~50km，幅10~20km，高度5,100~5,900mのエコーが縞状に配列し，走向は850または500mbの風向と一致しており，時には下層と上層の風のシャアの方向に一致する。風向のわづかな変動によってW-E走向がSW-NEに変わり，里雪の降雪域が大きく変わるので走向の問題は予報上重要である。

1966年1月19~21日，輪島で3時間々隔の高層特別観測が行なわれたので，高層時間断面図と期間内のレーダ



第15図 1966年1月19~21日の輪島の高層断面図。
下段の数字は線状エコーの走向（度），間隔（km）を，Rはランダム状エコーをそれぞれ示す。点線：等温線，点領域：逆転層。

ーエコーの出現状況を第15図に示す。この期間は大陸からの寒気が日本海上に吹き出し，顕著な逆転層が見られた。逆転層から下面では，海面からの熱補給によって積雲対流が活発であるが，上面では湿度が急激に減少して逆転層が積雲の発達をおさえる“ふた”の役目をしている。逆転層の高さは，中規模スケールの起伏があり，高い逆転層は強い積雲対流，降雪量の増大に関係している。事実，20日の日中は山沿いで30cm，平野部で5cm程度の降雪量であったが，同日夜には山沿いで50cm，平野部で20cmの降雪量があった。この期間のエコーの種類，線状エコーの走向，間隔を図の下部に付記してあるが，これらを総合すると次のことが傾向的に認められる。



第16図 1964年1月26日の日降雪量分布図（cm）と降雪時間内の4枚のレーダーエコーの重畳図。陰影の薄いものから順に重畳度の大きいものを示す。矢印：雪片の流される水平距離。

(i) 1000-500mb の風のシアーが大きくなると、シアーまたは下層風に平行な線状エコーが卓越する。

(ii) 1000-500mb の風のシアーが小さくなると、ランダムなエコーが卓越する。ベナールセル状の対流雲が発達するためであろう。

(iii) 不明瞭だが、逆転層の高さと線状エコーの間隔とは関係があり、逆転層の高さが高くなる（雲高が高くなる）と、間隔が広がる。

(2) エコー域と降雪域との対応

レーダーエコー域が実際の降雪域とよく合わないといわれているが、予報現業上この問題を明らかにしておく必要がある。レーダーエコーの合成図と対応する降雪分布図を比較したところ、かなり一致する場合とずれの大きい場合のあることがわかった。このようなずれは上層風の鉛直分布と雪の生成層からの雪片の落下速度に関係すると考えられ、未解決な点が多い。ずれの大きい場合の例を第16図に示す。24時間降雪量とこの時間内の4回のレーダースケッチを重ねてある。図中の矢印は、雪片が風によって流される距離を示すもので雪雲のほぼ中間高度に相当する850mbの日平均の上層風によって雪片がエコー頂から落下しながら流されると仮定した水平距離を示す。仮定が多いので不明確であるが、エコー重畳域から矢印の長さだけ風下側に降雪量の最多域があることは、雪片が風によって流され集中する効果を示すものであろう。このほか1時間内のエコースケッチの合成図と1時間降雪量分布図の比較、またエコー域と天気分布の同時比較も試みたが、いずれの場合も雪片が風によって流される効果は無視できないことがわかった。雪は沿岸海域の上昇気流のところで生成され、平野部の下降気流のところで降るとい説もあるので、雲物理の立場からの検討が望まれる。

6. あとがき

豪雪予報の主体問題は、総観解析的には500mb寒冷うずの検出と追跡につきる。さらに局地予報の精度をあげるには、レーダーや局地天気図によるじょう乱の発見と追跡、また降雪量の定量的見積りには沿岸の地上風収束量を迅速に計算する必要がある。

寒冷うずの追跡は、数値予報の正うず度の予報と総観的な丹念な解析によって精度をあげることができる。現状では半日ないし3日前には寒冷うずが日本海に入ること——里雪の可能性——が予報できる。次に降雪量の地域的予報は、うずの中心付近や南東周辺に発生する小低気圧の時機を失しない発見と追跡が必要で、これには局

地天気図の解析や気圧等変化線解析が有効である。また数時間予報には、線状エコーの動静やうず状じょう乱などの発見、移動を監視する必要がある。

豪雪に関する多くの解析を調べると、機構が複雑で単一に論ずるには困難な点が多い。例えば強雪を伴う小低気圧といっても、スケールによって多くの形態があることが最近の気象衛星などの資料から明らかになりつつある。将来はさらに観測事実の蓄積によって研究成果をつみ重ね、予報精度の一層の向上に努めねばならない。

文 献

- 1) Asai, T., 1966: Cloud bands over the Japan Sea off the Hokuriku District during a cold air outburst. *Pap. Met. Geophys.*, **16**, 179-193.
- 2) Fujita, T., 1963: Analytical mesometeorology: a review. *Met. Monogr.*, **5**, 77-125.
- 3) 藤原録郎, 1967: エコーの配列型と降雪量分布. *天気*, **14**, 256-261.
- 4) 福田喜代志, 1961: 日本のお大雪(3). *雪氷*, **23**, 115-123.
- 5) Fukui, E., 1966: Further studies on the climatic boundary dividing the Japan Sea coast and the Pacific side of Japan. *Geogr. Rev. Japan*, **39**, 643-655.
- 6) Higuchi, K., 1963: The band structure of snowfalls. *J. Met. Soc. Japan*, **41**, 53-70.
- 7) 石田雅生, 1908: 冬季裏日本ニ於ケル降水特態ニ就テ. *気象集誌*, 第27年, 207-216.
- 8) Ishihara, K., 1967: Study of statistical analysis and forecast of snowfall on the area of the Japan Sea side of central Japan. *Geophys. Mag.* **34**, 1-113.
- 9) 気象庁, 1968: 北陸豪雪調査報告. *気象庁技術報告*, **66**, 1-481.
- 10) Kurashima, A., 1968: Studies on the winter and summer monsoons in East Asia based on dynamic concept. *Geophys. Mag.* **34**, 145-235.
- 11) Matsumoto, S., 1967: Orographic edge effect on the downstream cumulus activity. *J. Met. Soc. Japan*, **45**, 500-503.
- 12) Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1966: Some aspects of an inversion layer over the Japan Sea under a winter monsoon situation as revealed by dropsonde and aerial photographic observation. *Pap. Met. Geophys.*, **17**, 51-64.
- 13) Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967: A synoptic and dynamic study on the three-dimensional structure of me-

- mesoscale disturbances observed in the vicinity of a cold vortex center. J. Met. Soc. Japan, **45**, 64-82.
- 14) Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967: Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field. J. Met. Soc. Japan, **45**, 292-304.
- 15) Matsumoto, S., et al, 1968: Mesoscale analytical study on a line-up cumulus row caused by orographic effect under the winter monsoon situation. J. Met. Soc. Japan, **46**, 222-233.
- 16) 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**, 291-302.
- 17) 宮沢清治, 1961: 北陸北部における冬の局地じょう乱の中気象解析. 天気, **8**, 389-394.
- 18) 宮沢清治, 1962: 北陸地方の豪雪について一里雪の予報検討. 研究時報, **14**, 703-718.
- 19) Miyazawa, S. 1967: On vortical mesoscale disturbances observed during the period of heavy snow or rain in the Hokuriku District. J. Met. Soc. Japan, **45**, 166-176.
- 20) Miyazawa, S. 1968: A mesoclimatological study on heavy snowfall—a synoptic study on the mesoscale disturbances. Pap. Met. Geophys., **19**, 487-550.
- 21) 中山 章, 1968: 総観的立場から見た雲. 気象研究ノート, **96**, 129-243.
- 22) Ninomiya, K., 1966: Some aspects of the cloud formation and the airmass modification over the Japan Sea in winter revealed by TIROS observation. Pap. Met. Geophys., **16**, 157-178.
- 23) 岡林俊雄, 1969: 昭和44年1月上旬の日本海側大雪のときの気象衛星写真. 天気, **16**, 79-80.
- 24) Tatehira, R. and H. Fukatsu, 1963: Radar and mesoscale analysis of a cold front. J. Met. Soc. Japan, **41**, 145-157.
- 25) 吉野正敏, 1961: 小気候学. 地人書館, 165 p.

シベリヤの夜の訪れ

昨年ドイツは、12月としては140年ぶりの寒さを記録した猛烈な寒波に見舞われた。これはそのときの見聞記事をまとめたものである。

昨日の日曜日は(12月21日)、12月としては記録的な寒さとなり雪面では-32.7度まで下った。これは、1829年以來140年ぶりのことである。気象関係者が今年は温和な冬を予想しているにもかかわらず、ドイツはシベリヤの夜の訪れを思わせた。

しかし、この寒さも1829年12月の平均気温-9度からみれば、いままでのところ“まだ”-3.9度であるから、冬は始まったばかりである。昨日の北極の気温は日中-25度と観測されているが、ベルリンでは-26.3度を記録している。

この寒さは人間にどのような影響を与えるだろうか。人間の身体組織は突然の不安とか激しい怒りとかにおそわれた時と同じように、寒さに対してもホルモン線が敏

感に反応し、周囲の気候環境に容易に順応していくことが、実験で確かめられている。

寒さが厳しくなると、もちろん思考力は著しく侵され、1度下がる毎に約2%減少する。ふつうの寒さでさえ思慮や注意力が鈍るものであるから、酷寒中を15キロ行軍する兵士の場合、集中力と思考力は平常の半分になる。寒さに対する抵抗力のつとして体格も大きな役割をもっている。というのは、熱は筋肉組織を通して脂肪組織によるよりも倍ぐらい多く放出される。

女性の方が男性より寒さに耐えられるというのは、より弱い性は脂肪というクッションをおかれているからである。