

## 「冬の低気圧に関するシンポジウム」報告\*

昭和49年12月16日に日本気象学会北海道支部、札幌管区気象台共催で標記シンポジウムが開催された。その際に作製された予稿集と当日の質疑討論の内容をまとめて報告する。(北海道支部)

講演会 座長 孫野長治(北大理学部)

1. 冬季北日本の低気圧に関するいくつかの問題点……………斎藤直輔
  2. 日本海に発生する小低気圧について……………宮沢清治
  3. 気象衛星からみた冬季の各種低気圧(主に中・小低気圧の動向について)……………岡林俊雄
- 研究発表会 座長 関口理郎(札幌管区気象台)
1. 低気圧の後面の流れによる大雪……………村松照男
  2. うずエコーの構造と発生条件……………七沢謙
  3. 室内実験におけるウズ巻き発生の条件からみた,  
石狩湾小低気圧の発生の条件……………山崎武
  4. 冬の低気圧による電力施設の災害について……………栗原正之

### 冬季北日本の低気圧に関するいくつかの問題点

斎藤直輔\*\*

#### [1]

冬の北海道とその周辺の低気圧について、いくつかの興味ある現象とその問題点を論じてみよう。

#### [2]

災害科学研究会の発達した低気圧の進路集計の結果をみると、冬季、最低気圧が960 mb以下に発達した低気圧の中心がオホーツク海に入ることは殆んどない。これは上層の寒冷うずを中心にした基本的な流れにも関係しているであろうが、オホーツク海を埋めている海水分布が作る下層の温度場が低気圧の発達とその進行方向に影響することが考えられる。発達中の低気圧の進路予測に地形の影響を考えに入れることも大切であるが、同時に上層の高度場から期待される指向方向だけでなく温度場から期待される指向流、たとえばシックネスの分布も考えて予測を考えるのがよいことが多い。

#### [3]

同じく、災害科学研究会のとりあげた1960年以降の

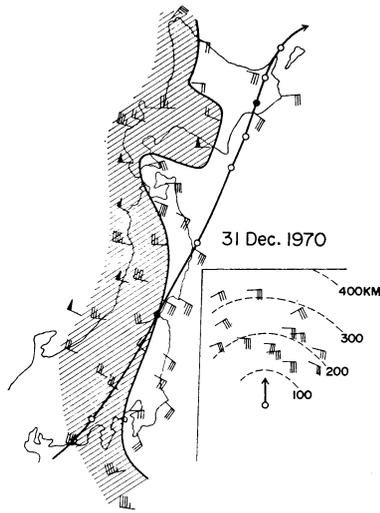
960 mb以下に発達した低気圧については、最低気圧と最大風速は大体に同じ時刻に各地でおこっている。しかも、これらの低気圧が北海道の南部から南東沖を通っているので北風で最大風速があらわれている。しかし「北海道の気候」によると、上位の最大風速は羽幌や雄武にみられ、風向は西南西となっている。前者の報告は低気圧中心の示度の深さという点から資料を選択しているし、後者は最大風速という立場から資料を整理している。北海道の冬の強風をもたらす低気圧は960 mb以下の中心示度に重点をおいた報告にみられる進路をとるもの以外に、北海道北部を東進したり、中部を北へ向う低気圧が多い。

個々の低気圧について解析してみると、最大風速の起時、その風向、強風域は低気圧の進路に応じて特徴的な分布をとることが示される。

たとえば、第1図は本州東岸に沿って北上して発達した低気圧についてみたのであるが、最低気圧の出現以前に最大風速を観測した地点は太平洋側と北海道東部に限られ、その風向は東である。図の斜線をほどこした地域は最低気圧の出現後、気圧が昇り始めてから最大風速が

\* Symposium on Cyclone in Winter

\*\* N. Saito, 気象研究所

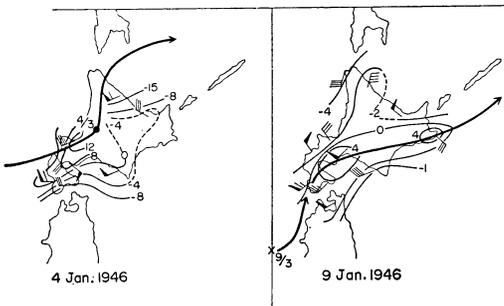


第1図

観測され西風である。言うまでもなく、前者は低気圧の前面、主として温暖前線付近であり後者は冬の季節風と呼ばれるものが多い。図中の右下は太平洋測で観測された最大風速の低気圧中心に対する相対位置を集めたもので中心より約 300 km 前方にもみられることは予報上注意せねばならぬ。

第2図は北海道を横断又は縦断した低気圧について、最大風速と最低気圧の起時の時間差の分布で、正の値は最低気圧出現以前に最大風速の出現した場合、負の値は最低気圧出現よりおくれた時間差で単位は時間、太い線は低気圧の進路、風向は最大風速の風向を示す。

低気圧の中心近傍では最大風速が先に現われ、低気圧の発達、或は気圧降下に伴う強風で地形の影響を受けて狭い範囲に限られている。一方、低気圧が海上に去ってから暴風域の現われる範囲も海岸地方に多く、北海道中央の山岳の障壁効果が考えられる。



第2図

閉塞後、特に北太平洋上での風速分布は今後の詳しい調査を必要とするが、中心付近はむしろ弱風域で、閉塞前線の前方に強風域が限定されていることが船舶の資料から結論されると言われている。

[4]

閉塞とは寒冷前線が進行して温暖前線に追つくことであるが、何故このように一つの低気圧に伴う二種類の前線の進行速度が異なるのであろうか。前線に相対的な上層風速は常に寒冷前線上でより速いとは限っていない。これについて簡明で統一的な説明を与えることがむずかしいが、運動学的に求めた前線の移動速度の式に基づいて再解析してみる。良く知られているように前述の式の中には前線の両側での気圧の局所変化量の差  $(\partial p/\partial t - \partial p'/\partial t)$  が含まれている。これまでは気圧の局所変化は実測の気圧傾向量しか用いられなかったが、数値モデルの技術を用いることにより、大気の傾圧構造に由来する瞬間的な値を計算することができる。こうしてある発達段階に達した低気圧について下層の  $\partial p/\partial t$  の分布を計算してみると、寒冷前線の両側での  $(\partial p/\partial t / \partial p/\partial t)$  が温暖前線の両側でよりも際立って大きい。従って前線の運動は低気圧の発達機構、もっとも一般的には下層の気圧変化の構造に結びつけて考えた方が良く、気圧系の三次元的構造、非発散面の分布に依存する。この考え方によると前述の閉塞後の低気圧の最大風速域も説明される。

[5]

閉塞後のアリュ シャン低気圧は次第に衰弱すると共に多くの場合、大きな低気圧性循環の中に渦状の雲の中心、あるいは気圧中心がいくつかあることが気象衛星の写真から判明してきた。この低気圧の複合構造についてはいくつかの仮説が考えられるがここでは中層以下の温度風うず度と複合小低気圧群(雲の写真から判明した渦動群)との間に対応のあることを示す。但し、この低温域の形成は単に北西あるいは北東方面からの上空寒気の移流のみでは必ずしも説明されるのでなくて垂直運動の差に基づく断熱冷却の地域差によることも考えておく必要がある。さて、低気圧内の寒気の動きに応じて、いくつかの温度風の正うず度の中心ができて、その移流方向に上昇運動を増加させ、それに伴って下層の収束をつよめ、これが雲のパターンひいては地表気圧に反映すると考えられる。上下二層のうず度の式は発散項が小さい時は近似的にそれぞれ、

$$\frac{d\zeta_1}{dt} = \frac{\partial \zeta_1}{\partial t} + IV_1 \cdot \nabla(\zeta_1 + f) \approx 0$$

$$\frac{d\zeta_2}{dt} = \frac{\partial\zeta_2}{\partial t} + IV_2 \cdot \nabla(\zeta_2 + f) \approx 0$$

とかける。上下の相対運動をみるため上層の式から下層の式を引き、温度風  $IV_T$  と中間の風  $IV_M$  を用いると、

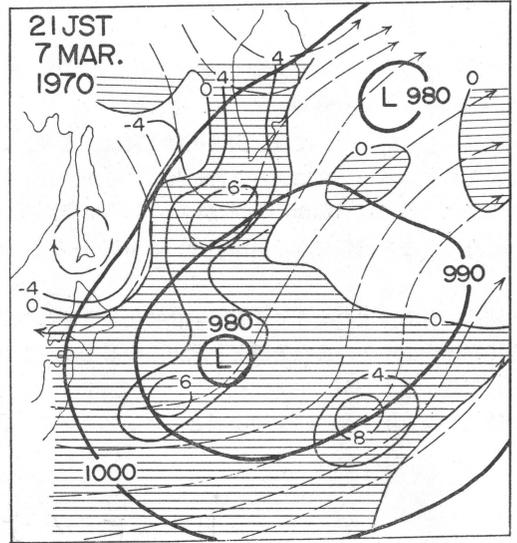
$$\frac{d\zeta_T}{dt} = \frac{\partial\zeta_T}{\partial t} + IV_M \cdot \nabla\zeta_T = -IV_T \cdot \nabla(\zeta_2 + \frac{\zeta_T}{2} + f)$$

となる。ここで  $\zeta_T$  は温度風うず度である。 $\zeta_T$  (たとえば 700 mb の等温線から計算したもの) の増加は温度風うず度と  $\zeta_2$  の温度風による移流に応じて増大する。層厚うず度の増大は温度の下降を示し、実質の温度下降は断熱過程では上昇運動に対応する。これが雲のうずとなって現われると解釈される。この議論では対流の効果が直接入っていないが、大規模の上昇つまり収束域は対流雲を助長し、対流は熱の放出により局所的な収束を強め低気圧循環を助長する。これが小低気圧の形成となる。或は大規模の場がシャーを形成しシャー不安定の波動を形成することもある。第3図の実線は地上の等圧線、破線は 700 mb の等温度で、1,000 と 500 mb の間の温度風と近似的にみなせる。これで計算したうず度が細い実線で示され、斜線域は正の温度風うず度の領域である。第3図には4箇の  $\eta_T$  極大があり、上式により下層の収束を強化する領域が決まる。これに対応して12時間後には第4図のように気象衛星の写真から4箇の雲のうずがみられる。こうした小じょう乱は大規模じょう乱内に多く在るのが普通で、大規模の場が弱まった時に小じょう乱が認め易くなることが考えられる。

[6]

最後に石狩湾小低又は石狩湾沿岸にみられる大雪の現象を考えてみる。小低という現象が何故湾内に多いかが問題であろう。季節風の弱まった段階では小ケールの場が卓越し、この時はうず度の垂直輸送と立ち上りの項がバランスするためには、ある与えられた温度場に対して特有の鉛直循環が決まる。陸上で冷たく、海上で温かい時は海岸線に沿って海側で相対的に上昇、陸側で相対的に下降となる循環ができる。この場合、湾のところで温度分布に曲率ができるため循環が局所的につよまるところが出来る。この海岸効果が時には小低気圧又は降水量増加に関係すると推量される。湾外でも前節で論じたように寒気の分布が一様でなく、うず度があればうず状じょう乱があり、これが海岸効果と重なることが考えられる。しかし、降雪量と直接むすびつけるにはまだ多くの条件、たとえば雲中の雨水量の増加地表面の様々な条件と積雲の力学との相互関係を研究する必要があり、早急な結論は控えておく。

1975年4月



第3図



第4図

討 論

岡林 海岸付近に下降流が見られ降水の Max につながるしているのは興味あるが、下からの上昇流の停止、あるいは地上摩擦など考えていないのか。

斉藤 いくつかの条件がカップルして降水の Max ができる、特に雪の場合は風のシャーがあれば発生源と降雪の地上の Max はずれる。降水量、エコー (降水粒子)、雪パターンのいずれに注目するかによつて話が異

なってくるので、これらを統一的に説明することが望ましい。

岡林 小低気圧が台風と同じメカニズムなら Warm Core をもつのではないか。

斉藤 台風眼については、山岬氏によれば温度場と気圧場とのアンバランスによると言われているが、日本海の小低については Warm Core か Cold core であるかは、今のところ信頼できる観測がないので答えられない。

渡辺 台湾坊主のように低気圧がなぜ北海道付近や北方で発達するのか、またそのとき北方系のじょう乱とどんな関係があるのか。

斉藤 低気圧の発達は上層の渦とのカップリングが重

要であると思う。その寒冷渦が移流される場所は北緯40度以北である。長波の発達とからんで来るが、なぜここで発達しやすいか、今のところわからない。発達する条件についてのみ言えるだけである。

渡辺 発達した低気圧に700 mb 付近に暖かい湿った空気が移流して暴風雪となったが、海水原の影響より、境界層の上のシノプティックな場がじょう乱の発達に影響するのではないか。

斉藤 962 mb 以下の示度に発達したものを集めてみるとたまたま海水の分布に関係があるということで、すべての低気圧がオホーツク海に入らないということではない。

55, 615.

## 日本海に発生する小低気圧について

宮 沢 清 治\*

### 1. 要 旨

冬季、日本海に発生する小低気圧について、始めに北陸地方における研究の成果を概観し、次に最近の小低気圧について総観・レーダー解析を行ない、小低気圧の雪・風に及ぼす影響について述べ、特に小低気圧の発生する中規模の場との相互関係について指摘する。

### 2. 小低気圧の定義

北陸地方で大雪をもたらす基本場が与えられたとき、局地的な大雪の集中をもたらすと1因として小低気圧の重要性が指摘されたのは、1957年12月末の北陸不連続線による大雪であった(宮沢:1960)。当時はイサロバルなどで小じょう乱をつかみ、局天でメソ解析を行ない予報に利用した。1963年1月の北陸豪雪を契機として、レーダーによる観測が始まり、小低気圧が現実にはうず状エコーとして、とらえられるようになった。うず状エコーが集中豪雨雪に与える影響についてはその後多くの報告に掲載されたが、ここ10年間に、その範囲は北海道から九州までの地域に及んでいる。うず状エコーの多くの報告は主として冬季であるが、なかには暖候期の集中豪雨の際に見られたという報告もある(例えば、秋山・松本:1970)。

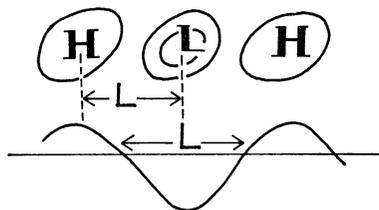
最近のうず状じょう乱の解析例としては、気象衛星の

観測から、北海道近海や日本海での収束雲に伴う前線波動の性格をもつじょう乱(山口・孫野:1974)を小低気圧と解析しており、また、1971年1月4～5日山陰地方に暴風をもたらした小低気圧を中間規模じょう乱として解析している(気象庁技術報告:1973)。さらに、うず状じょう乱の循環について高気圧性循環をもつじょう乱も解析されている(入田:1974)。従来は中規模じょう乱として扱われていた小低気圧が、前線波動的な中間規模じょう乱としても解析されるとなると、今後この方面での議論が盛んになると思われる。

ここでは、主として上層寒冷うずの南東縁に発生する中規模じょう乱としての小低気圧(メソ低気圧)のみを扱い、レーダーでうず状エコー(うず状じょう乱)を伴うものに限ることにする。

最近気象力学の重要テーマとして、中間規模じょう乱、中規模現象、対流の3つの小スケールの現象の理論的説明が活発に行なわれつつある。そしてメソ低気圧を含む中規模じょう乱の代表的波長として約500 km、鉛直のひろがりには5～10 km、寿命は数時間程度とされている。この場合、波長とは隣り合う低気圧と高気圧の中心間の距離の2倍として推算されているから(新田:1973)、小低気圧の最大円形圧線の直径としては波長の1/2の250 km程度となる。波長のとり方は一般にはむつかしいので、小低気圧の“規模”としては円形等圧線

\* S. Miyazawa, 気象庁予報部



第1図 波長と規模

の最大直径、またはこれに伴なり、うず状エコーの及ぶ範囲(距離, km)をとることとする(広田:1973)。このような規模をとると、小低気圧の場合は50~300km程度となる(第1図)。

中間規模じょう乱の定義は(新田:1973)。

- ① じょう乱の平均的な波長が1,000~2,000 km,
- ② 背が低くて、じょう乱の存在は地上からせいぜい700 mb 付近までしか認められない。

③ 地上付近にだけ存在するごとく局地的な低気圧はとりあげない。主として東西にのびる等温線の集中帯上の波動として出現する。

このように中間規模じょう乱や中規模じょう乱については、一応の定義があるがコンセンサスが十分得られない現状であるから、今後も小低気圧を中間規模または中規模じょう乱として扱う議論が続くと思われるが、本文では前述のように中規模じょう乱として扱う立場をとった。

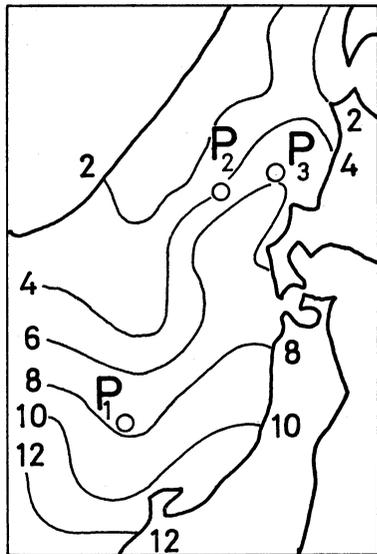
### 3. 小低気圧発生の総観場

小低気圧(うず状エコー)発生しやすい総観的条件として、かつて次の条件を示したことがある(Miyazawa:1968)。

北陸沿岸の地形による収束効果の影響の著しい地域(例:能登沖, 若狭湾など)で、

- ① 寒冷前線通過前後の強い北西の季節風の場合。
- ② 北西季節風の末期——袋型気圧配置(日本海に上層寒冷うずがある)。
- ③ 日本海低気圧の暖域。

最近、うず状エコーが発生したという報告が相次いでいるが(例えば東管技術ニュース, 1969~1973), これらの7報告をみて発生の総観場としては、①日本海寒冷前線の通過の際、②日本海に上層寒気(500 mb で $-40^{\circ}\text{C}$ )がある場、に集約される。これらの報告はいずれも沿岸の地形効果の著しい地域での観測例であるので、地形効果のない海上での発生例から総観場の特性を求めた。



第2図 日本海の定点観測

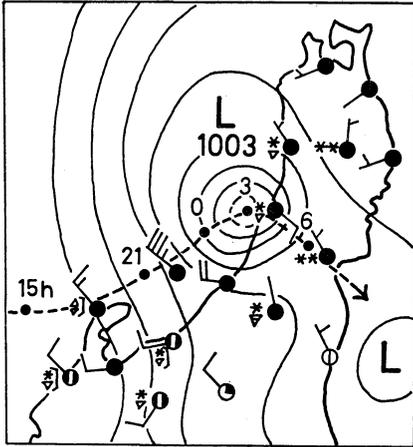
1971~1973年1~3月、観測船啓風丸が日本海中部( $P_1: 39\text{N}, 136\text{E}$ , 同北部( $P_2: 43.5\text{N}, 138.5\text{E}$  および  $P_3: 44\text{N}, 140\text{E}$ )の海表面水温密集域(水温: 1972, 1月下旬)で定点観測を行ない(第2図), 延べ78日間のレーダー写真が得られた。このレーダー写真を調べると、うず状、孤状エコーの発生した日数は12日で、このうち500 mb の寒冷うずに伴なって発生した日数が8日、前線に伴なって現われたのが3日、 $P_3$ 点での収束雲によるものが1日であった。地形効果のない日本海上でも前述の条件では発生する可能性のあることを示している。

### 4. 最近の小低気圧の例

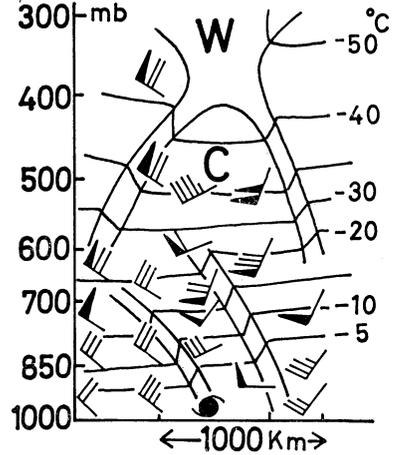
(1) 1974年1月28日

日本海からの小低気圧が通過して日本海側の地方に局地的な強風雪をもたらすことは、すでに多くの報告がある。例えば最近では山陰地方に強風と高波をもたらした1971年1月4~5日の小低気圧があるが(気象庁技術報告:1973), 一般に小低気圧が気象官署の所在地を通過したという例が少ない。この点、本例は酒田付近を通過したので貴重な資料が得られた。

09時、日本海西部に発生した小低気圧1018 mb は、時速35 km で東進し北陸沿岸を通過し、1003 mb で酒田付近に上陸し、仙台付近から太平洋にぬけた(第3図)。新潟、秋田のレーダースケッチの合成図からも典型的な小低気圧に伴なううず状エコーが見られた。規模



第3図 局地天気図 (1974年1月28日03時)



第4図 高層断面図(啓風丸)

は最大円形等圧線の直径とスパイラル状のエコーおよび距離から見積ると約 230 km, 眼の直径は約 30 km, 眼のすぐ西側でエコー強度が最も強く, 高度も 6.4 km に達していた. 小低気圧に伴う急激な気象変化は,

① 小低気圧の通過直後の北西風で最大瞬間風速が起る. 各地の最大瞬間風速は酒田: N 14.5 m/s (0510), 新潟: W 24.9 m/s (0140), 秋田: N 12.2 m/s (0455).

② 眼の中は暖気核と寒気核の場合があるが(浅井: 1973), 本例は眼の中で 2°C の気温上昇と湿度の下降がみられる.

③ 小低気圧の経路に沿って多雪域がみられ, 海上からスパイラルバンドが収束した経路の南側では日降雪量 57 cm を観測した. 眼が通過した酒田では, 時間降水量は通過前 0.5 mm, 通過後は 2.0 mm で, 眼の北西側でエコー強度が強いことと一致している. また, 新潟では小低気圧の南東側で時間降水量 7 mm で雷を伴った. 秋田では小低気圧の北側で時間降水量 0.5 mm となり視程は 500 m まで低下した.

④ 小低気圧が佐度付近にあった頃は, 1時間に 1 mb の中心気圧の下降を示したが, このときの上層の力学的諸量との関係は(諸量は  $d=152.4$  km の fine mesh による)

ア. 小低気圧は  $\zeta_{85}$ ,  $\zeta_{50}$  の正うず度の中心から E~SE 500 km に位置している.

イ. 小低気圧は  $\omega_{90}$ ,  $\omega_{70}$  の上昇流域に入っていたが, 上昇流の中心域から南 200~300 km に位置している.

このように小低気圧でも, うず管が寒気側に傾いていると, 発達センスがある.

(2) 1972年1月21日

本例は地形の影響の無い日本海上での小低気圧である. 21日23時過ぎ, 日本海中部 (39N, 136E) の南方約 30 km を通過した眼径約 30 km, エコー高度 6 km, 規模約 50 km の比較的小さな小低気圧によって最大瞬間風速 27.8 m/s, 強いにわか雪, 雪あられを観測し視程は 300 m まで低下した. このときの地上気圧配置は, 発達した低気圧が日本海中部を通過し, 北海道西部に達したところ, 本州を縦断する主寒冷前線の後面の日本海に “Bent back occlusion 的な二次前線が” 走り, この線上で小低気圧が発生したものである. また上層では, 小低気圧が発生した地点は 850 mb では寒気移流の場で, 500 mb では切離した寒冷うずの中心から南東 400 km で発生した. 気象衛星によるコマ状の雲が, 主寒冷前線の後面, 500 mb の谷線の直下で発生しやすいことはすでに示されているが (Oliver: 1965), 本例はこれに似ている. 寒冷うずは時速 80 km で東進したので, 時間イソプレットを空間断面図に転換すると (第4図) 次のことがわかる.

① 上層寒気ドームの真下に2つの寒冷前線と寒気ドームの上に暖気核がみられる.

② 小低気圧の上空 650 mb 付近には南西のジェット気流がみられるので, 小低気圧は上空 700 mb より上空の寒気核の東側で発生したことになる.

③ 小低気圧の上空では, 750 mb より下層で潜在的な対流下安定層, 900 mb より下層で乾燥域がみられる.

④ 小低気圧の中心付近は, 船の気温観測からは暖気

核か寒気核かは不明だが、乾燥域がみられることは前例(1)と一致する。

⑤ 発散の垂直分布をみると、二次前線付近で下層収束、上層発散になっており、下層 800 mb 付近での弱い上昇気流が推定される。

寒冷うず周辺の力学的な総観規模の上昇流は、潜在的な対流不安定の解消のひきがねの役割を果たすと考えられるので、 $d=304.8$  km で計算された力学的諸量との関係を見た。小低気圧は寒冷うずに対応する  $\zeta_{500}$ ,  $\zeta_{850}$  の正の中心域で発生した。これは小低気圧のうず管の直立を示すもので、小低気圧の非発達、短い寿命(啓風丸付近で消滅、寿命約3時間)をもたらした。また  $\omega_{700}$  の上昇気流の中心は青森県北部にあって総観規模での低気圧に対応し、小低気圧の存在する位置は弱い上昇流の場であった。

(3) 1971年2月9日

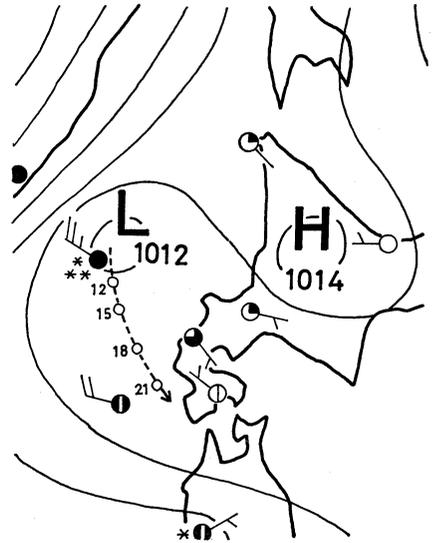
冬季、石狩湾でしばしば観測されるうず状エコーを伴う小低気圧は、湾を形づくる地形が気流の収束をひきおこすことによりできるとされているが、本例は北海道と沿海州のほぼ中間の海上に発生したもので、北海道東部の高気圧から吹き出す SE 気流、沿海州からの N よりの気流、日本海西部を渡ってくる W 風の 3 気流系の合流と海面からの上向きの大きな熱輸送が成因とされている(1973: 七沢)。

啓風丸が日本海北部に位置していた2月7日~10日の期間は、500 mb の寒冷うずが沿海州と北海道のほぼ 45°N にそって停滞したため、連日うず状エコーが発生し、特に9日9時~16時の間には顕著なうず状エコーの発生がみられた。

小低気圧は9日8時ごろ現われ、啓風丸の北西から南を通過し、強雪と平均 15 m/s の強風が吹いた。小低気圧の規模は約 200 km、眼径は約 30 km、エコー高度は 4 km であった。この小低気圧の特徴は次のとおりである。

① 地上気圧配置は袋型で、小低気圧に北海道からの SE 風と沿海州から NW 風、日本海からの W より風が吹き込んでいる(第5図)。

② 小低気圧は、500 mb の寒冷うずの中心の南東 300 km の地点で発生し南東に移動した。天気図上での小低気圧の移動経路と、うず状エコーの経路、寒冷うずの経路はほぼ平行しており、それぞれの経路は東から西の寒気側に傾いている。これは地上から 500 mb までのうず管の傾斜を示すものである。



第5図 局地天気図(1971年2月9日09時)

③ 啓風丸の断面図によると、小低気圧はコールドドームの南東に位置し、中心付近では約 600 mb まで高温(暖気核)、約 850 mb まで湿潤で 700 mb から下層では対流不安定となっており、500 mb から下層では 10 m/s 以下の弱風で厚い対流層の存在を示している。

④  $d=304.8$  km で計算した寒冷うず周辺の力学的諸量の分布は、小低気圧の位置は  $\zeta_{900}$  の正域の中心と一致、 $\zeta_{500}$  の正域の中心の前面であった(うず管の傾斜)。また  $\omega_{800}$ ,  $\omega_{600}$  の上昇気流の中心域と一致した。これらの結果は、小低気圧の発達はなかったが、寿命が13時間以上と長期間維持したことに関係がありそうである。

##### 5. まとめ

1. うず状エコーを伴う小低気圧は、上空の寒冷うずの中心から南東 300~500 km の地点または直下に発生することが多く、また、季節風下の Bent back occlusion 的な二次前線上にも発生する。

2. 小低気圧の規模は、50~200 km 程度で眼径は約 30 km である。寿命は数時間から20時間におよぶ。

3. 中規模の小低気圧と総観規模の場との関係を力学的諸量から検討してみると、うず管が傾斜している場合は、小低気圧の発達または長い寿命を、また、うず管の直立は小低気圧の短寿命、非発達をおこす。但し小低気圧が中規模現象であるので、fine mesh により計算された力学的諸量との関係を例数を増して調べる必要がある。

4. 小低気圧の通過により、強風、悪視程をもたらす

が、特に突風にも注意を要する。

5. 小低気圧の熱的構造は通過地点の観測によれば暖気核の場合が多く、中心付近で乾燥している(例1)。中心部が暖気核、寒気核であるかは発達段階による差異などによるものと考えられる。

### 討 論

**渡辺** 今の場合はほとんど上昇流域で発生しているが、北海道の場合はむしろ下降流域と解析されているが。

**宮沢** この場合の小低の発生は寒冷渦の南東で発生するので上昇流場である。下降域で発生する場合もあるが、今回は対流不安定での発生をイメージとして強調されるものを扱った。

**渡辺** Bent Back のところでは 850 mb で下降流場で発生していると思うが。

**宮沢** 寒冷渦前面の方を問題にしている。

**渡辺** ファインメッシュで扱ったというのが現在のプリミティブとは異なっているのではないか。また point mesh は 300 km のものでないか。

**宮沢** 計算上は 150 km メッシュになったというだけで、ツンデ観測が増したわけでないから、本質的には以前と変わらないと思う。

**斉藤** スケールについて明確でない。この小低は何でスケールを決めたか。

**宮沢** レーダーエコーを参考に、渦のおよぶ最大円形

の等圧線の直径をとった。ただ実況はあまりつかめないのが現状である。

**斉藤** レーダースケッチのほうがもっと大きくなっている。等圧線での大きさは南北と、東西で異なっており、風の分布とも異なっている。円形の流れの場合に一般場が重なるとエコーの発生源と消滅源があらわれ、ともえ状のエコーが出来るのではないか。レーダースケッチでの大きさが本当の大きさではないか。

**宮沢** レーダーエコーの直径は、縦横で大きく違う。20~30 km 異なっても本質的には同じオーダーである。

**斉藤** 大事なのはエコーや雲の渦状パターンで、スケールを考えると同じオーダーの範囲でとらえれば、統一的に扱えるものではないか。台風でも大きなから豆台風まである。オリバーは 500 mb トラフの真下に発生すると言っているが、位相のずれがあるが。

**宮沢** 500 mb 谷の下と言われているので大きな違いはないと思う。

**岡林** その日、印天に低気圧が書いてあるがスケールはどこまで入るのか。

**宮沢** 印天を見ないとわからないが、これは直径50キロくらいなので、天気図上では描くのが無理。

**斉藤** 北陸で高気圧性の渦があったと報告されているがどう考えるか。

**宮沢** 北陸沿岸でたつまきが報告されている。コリオリの力・遠心力と気圧傾度力のバランスから高気圧性のたつまき状のうずも考えられる。

551, 51, 515.

## 気象衛星からみた冬季の各種低気圧 (主に中・小低気圧の動向について)

岡 林 俊 雄\*

### 1. じょう乱のスケールの問題点

気象衛星が現れてから、いろいろのスケールの渦(またはじょう乱)に伴う雲パターンが一望のもとに観察されるようになった。そして従来からいわれている“じょう乱のスケール”に少なからぬ疑問をもつようになった。それでまずじょう乱の区分・定義について2, 3考えてみよう。

\* T. Okabayashi, 気象庁予報課

じょう乱は普通、小規模、中規模および大規模の三つに大別される。筆者は、小規模じょう乱は小低気圧に、中規模じょう乱は中間(規模)低気圧に、大規模じょう乱は総観スケールの低気圧に対応させるのがわかりやすいと考えていた。しかし AMTEX 委員会の提案により「中間規模じょう乱」という用語が出され、それは中規模じょう乱とは別なものを指すことになった。またその定義によると、小低気圧などは中規模じょう乱の中に入るようになる。「小」「中」の文字と対応に多少とま

どついている人もあるのではなからうか。

そもそも、よく使われる「メソ」じょう乱もいまだに国、人により使い方のニュアンスがかなり異っているようだ。多少混乱している点もある。また Small, Meso, Medium の日本語対応訳もスケールの大きさの順を含めて統一見解を示してほしいものである（学会の用語委員会）。

筆者はここでは、仮に（A）波長 100~300 km、大きさ（直径）数 10~200 km のものを小規模じょう乱（meso 又は small scale）、（B）波長 700 km、大きさ 300~500 km のものを中規模（medium scale）じょう乱、（C）波長 1,500~3,000 km、大きさ 700~1,500 km のものを大規模（Synoptic Scale）じょう乱と呼ぶことにしておく。

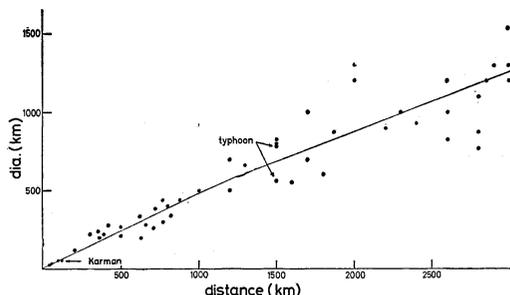
例としては、（A）は石狩湾小低気圧、（B）は土佐沖低気圧や梅雨前線上と次々に通過する低気圧、（C）は普通の低気圧（Cyclone）を指すことになる。しかし、土佐沖低気圧を小低気圧のほうに入れて考えている人もあるようだ。また石狩湾低気圧は小低気圧以下だという意見の人もある。

2. 気象衛星による雲パターンの直径とじょう乱の間隔（波長）

気象衛星からは、雲パターンの直径数 10~1,500 km くらいの間で種々のスケール・かっこうのものが観察される。直径数 10~200 km までのものは、衛星の解像度も関係するが、連続した帯状にみえることが多い（上層雲のたなびきで下層がかくされるので）。直径 300~400 km のものは波長（間隔）が平均 700 km に比較的集中していることが注目される。この種のものは気象庁のアジア太平洋天気図ではしばしば見落されることがある（データ不足で書けない場合も含めて）。

直径 700~1,500 km の低気圧の雪は、間隔 1,500~3,000 km の間に分布していて、これら低気圧は優に台風なみが、それ以上の勢力になることもある。中心示度でも 960~950 mb 台になることも少なくない、冬季は特に（3月が多いが）そうである。冬季の高緯度（45~60°N）は“低気圧の墓場”ではなく、低気圧の発達一最盛期の場合である。

さて、じょう乱の大きさと規模の扱いは人によってさまざまな点があるが、筆者は、各種じょう乱に伴う雲パターンの直径をじょう乱の大きさの一つの指標と考え、じょう乱の間隔（波長） $L$  とこの直径  $D$  の関係を主に冬季について統計してみたら第1図のとおり



第1図 distances between the disturbances and the relations of those dianmeter

$$D = \frac{1}{2}L (L \leq 1,500 \text{ km})$$

というかなり良い関係にあることを確認した。そして  $L \geq 1,500$  では次第に、

$$D = \frac{1}{2.5}L \text{ から } \frac{1}{3}L$$

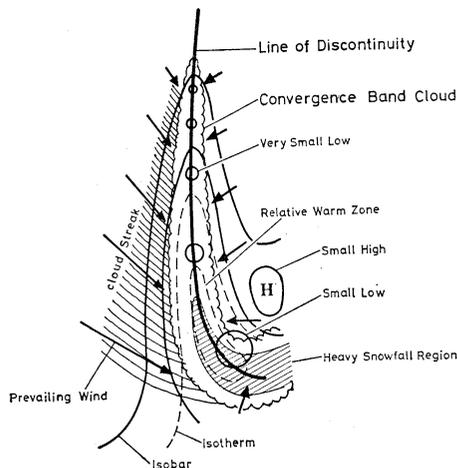
に近づいていく傾向にあることがわかった。

換言するとほぼ円形として存在する雲パターンの大きさは波長が大きくなってもう大きくなりないう傾向があるということである。

3. 大雪をもたらす収束雲\*について

大雪、とくに平野部の局地的大雪は小低気圧によってもたらされることが多いが、

(1) それは単に円形雲パターンによるものでなく、



第2図 収束雲（帯状雲）と小低気圧、温度場、風の場との関係模図（岡林、1972）

\* 以下に述べる帯状雲を岡林、1972年はとくに収束雲と名づけた。

帯状（または紐状）雲に伴ってできることが多い。そしてその小低気圧は帯状雲の先端（風によって帯状雲が流れている場合その風下の部分）にできるのが普通である。その帯状雲は 700~1,500 km の長さである。

(2) この帯状雲はどこにでも現われるが、特に間宮海峡から北海道の方へ南北にのびるものと、東朝鮮湾から北陸地方の方へ東西に伸るものの発生頻度が大きい。

(3) この帯状雲の中には小低気圧がある間隔で並んで発生することが多いが、帯状雲帯を移動するに従って次第に大きくなる。最初は、普通の気圧計では検出できない程度の小さいものである。帯状雲と小低気圧などの相対的位置関係などを模式的に示したのが第2図である。

(4) この小低気圧は熱的 (thermal) なものであるが、warm low が多いとみなされる。しかし、cold low もあるという報告がある。

(5) この thermal low をつくる機構は、冬季の陸地と海洋（この場合は日本海）の温度差による下層大気の温度差によるものである。即ち、平均的にみても、陸地は $-5\sim-20^{\circ}\text{C}$ 、海上は+数 $^{\circ}\text{C}$ という大きな気温差に原因するものである。

(6) 帯状雲そして小低気圧が間宮海峡にとくにしやすいのは間宮海峡のくさび形のかつこうと、冬季はオ

ホーツク海の海水も影響しているためと考えられる。それは、冬季のオホーツク海の“海水原”は気象学的には陸地としての役割を果たすとみなされるからである。即ち樺太、北海道、オホーツク海の“海水原”が合わせて一つの大陸となり、それとシベリア大陸との間にはさまれた間宮海峡は準定常的にくさび形の低圧部になるからである。それを模式的に示したのが第3図である。カムチャッカ半島と“海水原”にはさまれたオホーツク海東部にも似た現象がおこることも類似的現象として説明できる。

4. 中・小規模じょう乱は、とくに大きな低気圧の後面の寒気場内にできやすい。

5. 長大な帯状雲(長さ約 1,000 km)の成因は Eliassenらの deformation field の理論で説明つくようなのでそれについて考察をのべる。

## 討 論

村松 1月の海水のないときでも収束雲が見られるが、その時の収束雲のできる原因は、

岡林 地形の影響と考える。海水があるとそれは気象学的には大陸であるからその効果が加わる。

村松 海陸分布だけで収束雲が出来るのか、寒気の移動などで出来るのではないか。

岡林 寒気の移動もちろん関係する、私は海陸分布にポイントを置いて話をしているわけである。

村松 間宮海峡から次々と小さな渦が南下して大きくなっていくモデルを描いているが、スケールに応じた寿命を考えると矛盾するのでは。

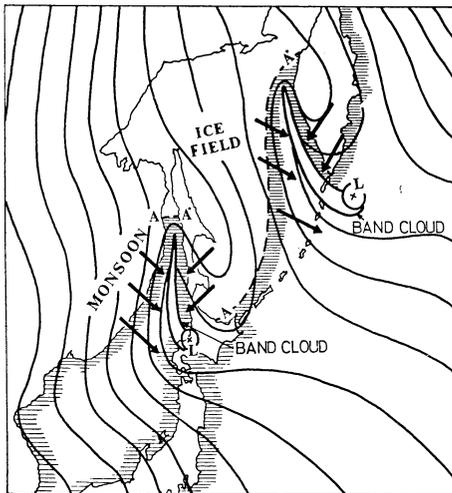
岡林 矛盾はしないはずである。ただ主な渦とそれに連なる二つ位の小さな渦はレーダなどで確認できるが、それを間宮海峡の北まで延長するのは観測での確認ができないので、現在では少し無理かも知れない。

大川 海水がなくとも小低が発生する。また季節風末期でなべ底型のとき、寒気の一つ直径 1,000 km くらいに分裂し、それが樺太南部と沿海州に分かれ、それが地形に応じて収束雲が起こるのでは、

岡林 その通り。つまり分裂した寒気の位置が樺太南部と沿海州に分れて位置すれば、それに地形効果も加わって小低が一層発生しやすいと考えたらいいです。

斉藤 石狩湾などの帯状エコーのとき風向きや気温に対応する変化がみられるか。エコーは帯状であるがそこに渦を含むことか。

岡林 とくに風向変化の対応がはっきりしている。エ



第3図 海水期の間宮海峡、オホーツク海の気圧配置と収束雲。小低気圧の発生のモデル的説明図(图中、A-A'は海水の境界線、BAND CLOUDは帯状または収束雲、Lは小低気圧を示す)

コーは大きくみると帯状の場合が多いが、詳しくみるとその中に渦がある場合があるということである。

齊藤 そうすると、渦が次々と通過しているが、エコー上では識別できないということか。

岡林 完全な渦形になっていない場合も少なくないということである。

宮沢 石狩・北陸の大雪の場合の収束雲の一つの気流は沿海州から来るとのことだが、もう一つはどこから来るのか。

岡林 東朝鮮湾のほうから来る。ケーマ高原とクムカン（金剛）山系に挟まれた東朝鮮湾と、位置がいつも同じであることに注目すべきだ。

宮沢 そうすると大陸高気圧が黄海のほうに分かれていることになるが、従来のパターンと違うのでは、

岡林 違わない、この場合、こういう等圧線が書ける（黒板で説明）\*。

渡辺 二つの収束雲の高さは、

岡林 北海道は平均 2~3 km, 北陸の場合 4~5km.

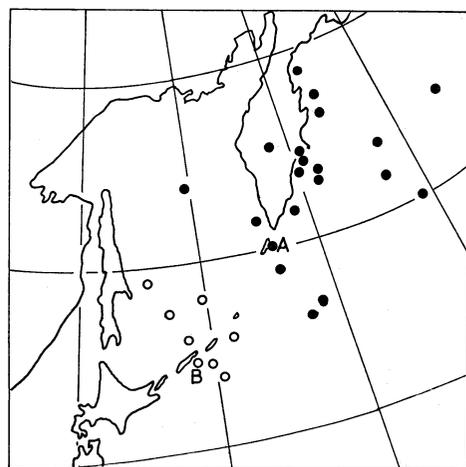
551, 501, 515, 577.

## 低気圧の後面の流れによる大雪

村松 照 男\*\*

冬の低気圧による北海道地方の大雪は、低気圧前面の層状エコーによる大雪と、後面の大陸寒気の吹き出しによる対流性エコーによる大雪とに大別される。この低気圧の後面の流れによる大雪が、どのような条件のもとにもたらされるかを特徴的な構造を持ったタイプ別に分類し検討を加えてみたい。

まず、従来から言われているように、大きく分けて季節風型大雪と小低気圧型大雪とに分類される。冬期の雪エコーの走向は 850 mb 面の風向にほぼ一致しているので、この面での風向で比較してみると小低気圧型では主な流れは北西象限に限られているが、季節風型では西南西~北と範囲が広い。レーダーエコーで見ると季節風型では線状エコーが主で、1本に集中し停滞すると局地的大雪となる。小低型では孤状エコー（時には渦状エコーになる）が主で、季節風型では見られない非対称パターンと収束線の存在がある。850 mb の風向で稚内の北~北東と札幌の北西との間にシヤーが存在し、地上では収束線があり、その上に孤状エコーが位置している。このエコーを境に西側は寒気の変質湿潤化によって出来た雲に覆われ、東側ではしばしば快晴域を伴っている。この大雪時にメソマップを作ると、北海道西海岸に 1 mb 毎の等圧線で閉じた低圧部が描けるかどうかの低気圧が存在することが多い。このためこの種の大雪を総称して小低型大雪と呼称している。この小低型にも構造の上で、



第1図 小低気圧型大雪時の 850 mb の循環の中心位置

あるいは発生の主因が明らかに異なる形態があることがわかってきた。今回は、この点にも検討を加え、特徴的な構造を持つ型に分類し、具体的な例の解析をも行なう。第1図は、従来、小低型として解析されて来た例を中心に28例拾いあげ、850 mb の位置で分けたものである。黒丸で示したカムチャッカ半島付近に中心を持つものと、白丸のエトロフ島付近にあるものに分かれていることがわかる。低気圧の位置から見て前者（カムチャッカ型と呼ぶ）は、低気圧の循環が北海道から離れており、気圧傾度がゆるんでいる時の大雪で、後者（エトロ

\* 一例として、気象研究ノート第113号, p.513, 第2-16図参照のこと。

\*\* T. Muramatsu, 札幌管区気象台

フ型)は低気圧の強い循環内で大雪となっており、寒気ドームの大きさや成因位置から、あるいは850 km 面で明らかに異なっている。これら二つを例にあげて分類解析する。

イ) 季節風末期の小低型大雪 (カムチャッカタイプ)

1972年2月22~23日にかけて、孤状エコーにより石狩平野に幅40 kmの帯状に大雪が降り、地点最大降雪(水)量は46 mmに達した。低気圧の位置は・1図のA点で、気圧傾度のゆるんだ時の大雪である。総観場としては、500 mbの強風域が東北部まで南下し、沿海州~オホーツク海は大きなコールドロー内にあり、高層シーケンスでは、700 mb 付近の高さの寒気ドームが存在し、その下は、状態曲線が湿潤断熱線に集り、不安定である。また850 mbでは、本道西海上(バンドの西側)は北西の流れとなっており、稚内の北~北北東(東側の晴天域)との間に風向のシャープが存在、この上に孤状エコーが存在している。また、この面での寒気軸は、沿海州~東北北部、さらに樺太南部~道東へ延びており、孤状エコーの所では、相対的に暖域となっている。この特徴的温度場が収束線-孤状エコーの発生に寄与していることは、他の例からも考察され共通性を持っている。また700 mb 面での寒気ドームの中心付近で大雪となっている。

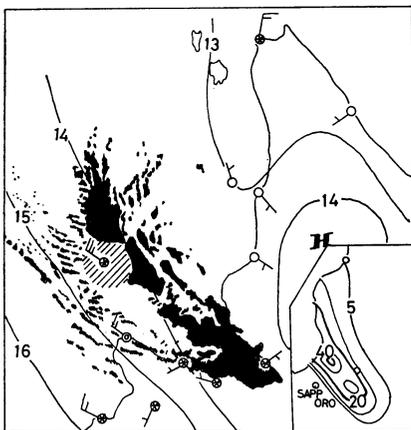
また、第2図で明らかのように孤状エコーの西側では雲域、東側では晴天域となっている(ESSAの写真でも同様)。

この他、数例も同様な解析をしたところ、降雪域や強

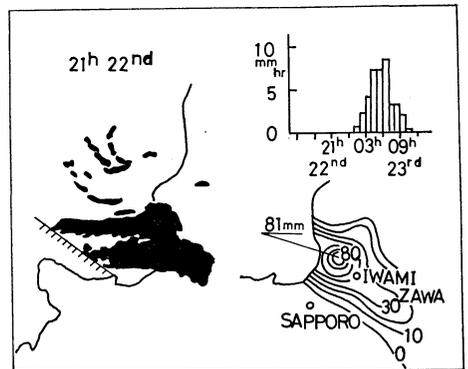
度に若干差はあるが、ほぼ同じ特徴を備えており上述の特徴がカムチャッカ型の一般的な形状と言えよう。この孤状エコー(帯状エコー)の寿命スケールから見て、中規模じょう乱の現象といえる。この場合、スケールとしては、100 km、寿命は6~12時間程度で、この現象の中にさらに小規模な渦性じょう乱も含まれており、降雪の強弱などに影響している。この翌日、渦状エコーで大雪が降ったが、構造的に見て、このカムチャッカ型に入る。

ロ) 低気圧の強い循環内での小低型大雪 (エトロフ型大雪)

1965年2月22日深夜から23日朝にかけて石狩平野、岩見沢を中心に帯状の大雪が降った例で、この時、レーダーエコーでは強い孤状エコーとなり留萌沖から南東に延び暑寒別の南を通り岩見沢地方に達している。またメソ天気図では、12時頃、稚内で強雪があり、21時には羽幌の風向が西から北東に変わり、0時には留萌も同様な変化を示した。明らかにじょう乱の南下を表わしており、第3図で見られるようにエコーにもじょう乱の南下移動が見られた。細かく見ると、従来から存在している季節風バンドエコーに北から南下したじょう乱が重なり、通過時に大雪となっている。短時間に集中的に降っており、スケール、寿命、降雪強度から見て明らかに中規模じょう乱-メソ低気圧-による大雪と言えよう。このじょう乱の発生について次に述べよう。第1図のAの位置が低気圧の中心で、エトロフ島付近で停滞し、既に閉塞している。このため低気圧の北側では東よりの風でオホーツク海南部から日本海北部へ湿潤な暖気が侵入している。これは850 mbの湿潤域等温線の移動から見て明ら



第2図 1972年22日21時のレーダーエコーとメソ天気図、及び石狩平野の日降雪(水相当、単位mm)量分布。



第3図 1965年2月22日21時のレーダーエコー及び岩見沢における時間降雪量及び日降雪量分布。

かである。この北東からの暖湿気流（下層）の上に、じょう乱発生時に 600 mb に達する寒気ドームが本道に来ている。このため大気の安定度は悪く、湿潤不安定となっている。この状態に何らかのトリガーで発生したじょう乱が発達し季節風バンドと重畳し大雪となった。低気圧がエトロフ付近で起きていることは、北海道の地形が重要な関係があることとともに、この位置の地上低と上空の寒気ドーム、又は寒気核との位相関係から下層暖気、上層寒気となり、対流不安定に好条件をもたらすと推察できる。

また、この他に、東西流に乗って低気圧が東進、道北を通り、エトロフ島付近を通過する時に、カムチャッカ型と似た構造の小低型の帯状エコーで大雪となる例がある。この場合は、低気圧の強い循環内で風雪となり、降雪量も多い。以上、小低タイプの大雪の解析例だったが、次に季節風型の大雪例を掲げてみよう。

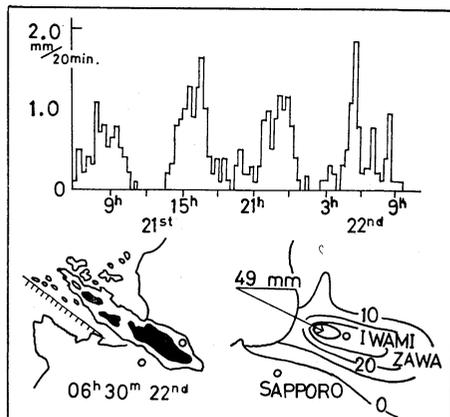
#### ハ) 季節風型の大雪例

第4図で見られるように季節風型の大雪は、1本に集中化したバンドエコーによって起こる。この例では帯状の降雪集中域（幅 20 km）を持ち、軸もバンドの走向に一致している。この時、第4図で見られる岩見沢の時間降雪量に6時間前後の明瞭な周期変動が見られた。レーダーエコーでも同様に大雪をもたらしたバンドエコーが6時間前後の周期で盛衰を繰り返していることがわかった。総観規模では、ほぼ定常の状態が続いており、大陸寒気の移流場が持続していた。この定常な西北西流じょう乱が発生し、成長、消滅のサイクルがほぼ6時間である。レーダーエコーでも、この過程が明瞭にでている。大陸寒気が日本海で変質、不安定化したものをこの中規模じょう乱の現象をへてもとの定常状態にもどるのである。代表スケールは 100 km、寿命は6時間であった。この例の他にも同様な life cycle が見られた。

#### 結論

低気圧の後面の流れによる大雪は、大陸寒気の移流により、日本海で変質、湿潤化した潜熱、顕熱の不安定エネルギーが中規模じょう乱に組織化され、その結果として大雪をもたらされるという点で、季節風型、小低型、双方とも共通している。

この中規模じょう乱系は、季節風型ではバンドエコーで左右に晴域を持つ軸対称の構造を持ち、小低タイプでの、孤状エコーは左右非対称である。さらに渦状エコーに形態変化する場合もあり、個々の現象をじょう乱ごと



第4図 1972年12月21～22日の岩見沢の時間降雪量（単位 mm）及び量降雪量分布と22日06時30分のレーダーエコー図。

に理解し、構造及び発生を分類、検討する必要がある。

#### 討論

- 大川 内陸高気圧の影響は無視できないと思うが、  
 村松 内陸高は、たかだか 500 m くらいで、今現象を 3 km と考えているので影響ないと思う。  
 岡林 前後の6時間周期で現われるのは何か。  
 村松 季節風バンドが停滞した時の大雪で、帯状エコーの降雪に6時間の変動を見せている。帯状エコーのライフサイクルが6時間ということと思う。  
 宮沢 エトロフ型とカムチャッカ型では構造が異なるのではないか。  
 村松 エコーの高さや成因、構造などで異なる。  
 斉藤 850 mb の温度場で、札幌から日本海にむけて袋状に暖域となっているが、この高温域とバンドエコー、又は大雪との関係は。  
 村松 この特徴ある温度場にならないと収束雲、バンドエコーは出来ないのが重要なポイントである。  
 斉藤 暖域となっているのはどういう理由か。  
 村松 沿海州と樺太南部から寒気が流れ出し、相対的に暖域となっているということである。  
 斉藤 地形の影響が大きいのでは。  
 村松 そう思う。  
 小島 北風が効いていると思うが。  
 村松 海氷分布から見て北よりの風は樺太南部の寒気が落ちやすく、条件がよくなる。

## うずエコーの構造と発生の条件

七 沢 謙\*

### 1. はじめに

ここで対象にしたうずエコーは、2本のバンドエコーが収束するような形で合流し、その前縁で対流セルが低気圧性に運動してうずを形成しているもので、規模としてはメソスケールに属している。似た形で弧状エコーがあるが、前縁でのセルの動きに低気圧性循環がないことで区別される。また弧状エコーの中には収束線に沿って直径 10 km 以下の小うずが数珠状に並んでいる場合もあるがこれも対象から除いてある。

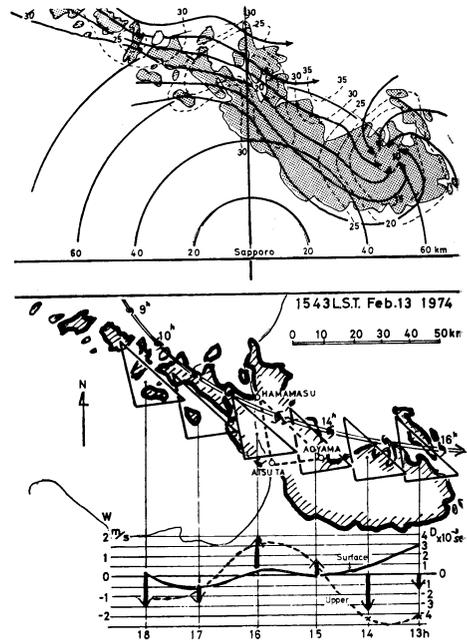
### 2. うずエコーの構造

1971年2月9日、日本海北部海上で啓風丸が観測したうず部分の直径 50 km のうずエコーの鉛直断面をみると、水平・鉛直方向とも湿度80%以上の領域がエコー域に対応し、エコーの直ぐ上の 750 mb 付近にある安定層を境にしてその上は非常に乾いた空気となっている。エコー域内での風速の鉛直シアはほとんどなく、強さは 25ノット前後である。一方、うずの中心に相応する部分では 900 mb から 600 mb にかけてが弱風域で風速 5 ノット以下となっており、900 mb から海面にかけての層で風速が著しく増大し、海面では20~25ノットに達している。

エコーパターンを構成している対流セルの個々の動き(10分間)から発散量を計算すると、うず部分で収束、パターンの中央部が発散になっている。このことはセルを流す上層風ベクトルに加えて、セル自体の発達あるいは衰弱による水平方向の変位があるためと考えられる。セルの発達は、不安定大気中において海面からの熱及び水蒸気輸送によってもたらされると考えて、エコー領域中央部分の発散量と表面水温との相関をとってみると 0.8 という高い係数が得られた(表面水温は啓風丸の観測による)。エコーセル個々の動きから上層風を推定する手法がよく用いられるが、セル発達の状況も考慮に入れておく必要がある。

### 3. エコーの合流

1974年2月13日、石狩湾から内陸に侵入するうずエコー



第1図

上：エコーパターンとビルの動きから求めた流線(実線矢印)及び速度分布(破線 km/n)  
 下：各二角領域における地上(実線)及び 850 mb(破線)の発散量 ( $\times 10^{-3} \text{ sec}^{-1}$ )。い矢印は鉛直流 (m/s)

が札幌レーダーで観測された。このときのエコーパターンを第1図上に示す。実線矢印はセルの10分間の動きから求めた流線、破線は速度分布である。エコー領域前縁でセルが低気圧性循環をしてうずを形成しているが、この部分でのエコー高度や強度を他の部分と比較してみると、高さは 2~2.5 km で変化なく、強さは強から並へとむしろ弱くなっている。このエコーは農業気象観測所がある浜益・厚田・厚田・青山を結ぶ三角形領域を通過しているので、この領域にエコーが入り始めた13時から通過し終った18時迄の間、同一のエコーパターンが持続したと仮定して、毎正時ごとにエコーのどの部分が通過したかを示しのが下の図の6ヶの三角形である。次

\* K. Nanasawa, 札幌管区気象台

に、風の自記紙から求めた風向風速を基にして各領域の発散を計算しこれを地上の値とした。一方、セルの移動から求めた流線と速度分布を基にして各領域の発散を計算し、エコートップが 2,500 m なので、その中間に相当する 850 mb の風でセルが流されると仮定して、この発散量を 850 mb の値とした。グラフで実線が地上、破線が 850 mb の発散量である。この上下二層の発散量から鉛直流を求めてみると（グラフの太い矢印）、うず中心付近で 2 m/s ぐらいの下降流が、エコー領域のほぼ中央で同程度の上昇流が計算された（三角形の面積は約 140 平方 km である）。パターン全体の動きが 20 km/h ぐらいに対し、個々のセルの動きが 30~40 km/h なので、エコー中央部の上昇流で発達させられたセルは、うず部分に進んできたところで強い下降流によって急激崩壊現象をおこすと考えたい。また強い下降流による浮游雪片の強制落下も考えられ、このことは地上観測でうず部分の通過の際多量の降雪が記録されることも裏付けされる。

#### 4. うずエコーの発生

地上天気図で主低気圧がカムチャッカ方面に去り、北日本の海上では気圧傾度がかかりゆるんだ状態にあるとき、及び、主低気圧が苫小牧沖にあり、その副低気圧らしきものが石狩湾付近にあるとき、道央の日本海上でうずエコーが発生する。さらにこの両者に共通な条件として、暖かい海面から大量の熱や水蒸気の補給があるためには 500 mb で  $-39^{\circ}$  以下の寒気が日本海北部にあること、少なくとも二つの気流系の合流があることである。

#### 討 論

村松 渦エコーと孤状エコーの違いはなにか。

七沢 孤状エコーの内、先端が低気圧性に曲がるものを渦エコーとしている。

村松 風の強いときは孤状となり、弱くなると渦状となっているが、孤状エコーの安定性につきののではない。風が弱くなると波動性が卓越するのでは、

七沢 一応、波動性のものは除いて議論している。

村松 浜益・厚田・青山の三点の地上風では、地形の影響が大きいので、ベラミーから収束、上昇流を求めるのは問題がないか。

七沢 そのとおりで、観測点分布からやむを得ない。

関口 上層の発散は移動するエコーより求め、下層は固定した地上資料から求めている点に問題がないか。

七沢 一応傾向的にみたということである。

岡林 図の中で宮沢氏の例とは違って寒気の北東に小低があるのではないか。

宮沢 この時小低は日本海と沿海州沖と二つある。寒気うずを述べるときは、何 mb 面のものかを示すべきと思う。

七沢 500 mb 面で印天から拾った。

宮沢 今までは二気流の衝突であるが、これは三気流が必要となっているのはどうか。

七沢 三気流が絶対条件ではなく、二気流の衝突線の先端部が曲がる場所に、せきとめる例には、内陸高を考えると都合がよい。

渡辺 うずエコーの発生に対応する海水温度分布について経度方向の分布の勾配の強いところが重要と思うが。

七沢 経度分布が大事と思う。

関口(座長) これまでのところ、小低はメソジェウ乱ということで一致して言われたように思うが、衛星によるものと、レーダーや天気図によるものの解析としては、寿命については一致したもののように映らなかった。統一的解釈が必要である。

551. 510. 515.

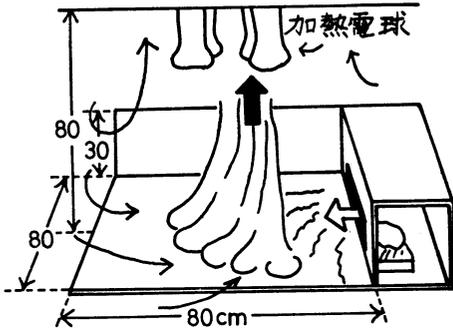
## 室内実験におけるウズ巻き発生の条件 からみた石狩湾小低気圧の発生の条件

山 崎 武\*

既に知られているように(Yamazaki, 1973) ドライアイス霧(以下寒気流と略す)を用いた室内実験でウズ

\* T. Yamazaki, 札幌市在住

巻きが発生させられ、発生条件とウズの振る舞いから三種類に分類された。今回はこの実験結果を参考にして、石狩湾小低気圧をウズ巻きとみなして発生の気象条件を



第1図

数量的に表現することが試みられた。

1. 実験の要点

a. 装置を第1図に示す。全体は木で作られている。加熱電球は 500W×4 である。加熱電球はその周囲の空気を加熱し上昇流をつくる。この上昇流を補償する収束流は実験床上に形成される。更に加熱は実験床にも加えられ、床上に不安定な成層を形成する。寒気流は右側の箱内で発生し、白矢印のように流出する。この窓口での流速が適当な大きになると、実験床上で収束気流（暖気流）と衝突して＜前線＞を形成する。側壁がこの図の様な位置にあるとき寒気と暖気は反時計回りのウズとなって混合し合い上昇気流となる（黒太矢印）。

発生したウズ巻きは寒気流の窓口での流速と垂直不安定度（以下不安定度）に応じて三種類のものがあつた。それ等の特徴を第1表に示す。流速と不安定度、ウズの種類との関係を第2図に示す。

第1表

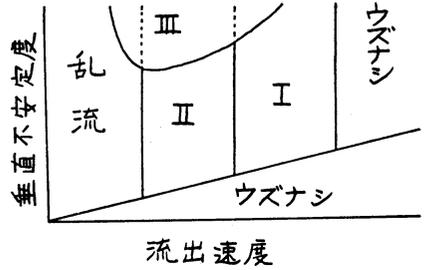
TYPE	直径 (cm)	高さ (cm)	寿命 (秒)	位置	移動するか
I	2	10	2~3	寒気塊の周辺	Yes
II	2 (1)	80	4~5	〃 中心	No
		(40)	(2~3)	〃 周辺上層	Yes
III	5~15	80	無限定	〃 中心	No

b. 実験でのウズ巻き発生条件のまとめ

- i) 暖気流・寒気流が存在し、
- ii) 両気流の流速が適度な大きさに前線を作り、
- iii) 成層が不安定で、
- iv) 両気流の流れの向きの違いがウズ度を供給する。

2. 石狩湾小低気圧

これまでの多くの報告によると、石狩湾小低気圧（以



第2図

下小低)には種々のタイプが含まれているようである。室内実験の結果から発生条件を考察する関係で、ここでは次の様な性格をもつものを選んだ。

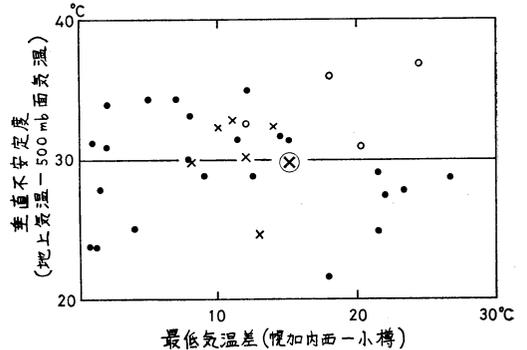
- i) 規模 100 km 以下（コリオリ因子は重要ではない）
- ii) 寒気と暖気の境で発生する。
- iii) レーダーで観測されたエコーのウズ巻き（成層は不安定で上昇流がある）

3. 解析

発生条件の解析は第2図のたて軸、よこ軸の量について行なわれた。不安定度は札幌の午前9時の地上と 500 mb 面の気温差をとった。よこ軸の流速にあたる気象要素はみあたらないので、それに代り得るであろうと思われる要素として、地上の寒気塊と海上の暖気塊との最低気温の差を採用した。それぞれの代表地点として幌加内西、小樽を選んだ。代表地点は小低発生日の前後3日ずつ計7日間にわたり、石狩・空知・後志支庁管内の最低気温の分布図を作成し、最も差の大きな地点を選んだ。

解析例は、昭和40年2月3日、40年1月27日、41年2月14日、42年1月16日、43年1月26日の5例である。

結果を第3図に示す。白丸は小低が発生した日、黒丸



第3図

は発生する前後の日の値である(なお, ⊗, ×は水平気温差に幌向一小樽を採った例である)。

第3図をみれば分るように, 小低は発生日の最低気温の差が $12^{\circ}\text{C}$ 以上,  $25^{\circ}\text{C}$ 以下, 地上と500 mb面との気温差が $30^{\circ}\text{C}$ 以上のときに発生している。更に丸印の4例は, 播磨屋(1970)の解析によれば, 4例とも移動性である。この例の小低は水平気温差が大で移動性である点で, 実験のTYPE Iのウズに対応する。×印の例は河野・孫野(1967)によれば小低は停滞性であり, 個々のエコーセルは回転しつつ南下した。この小低は最低気温差が小のとき発生し, 停滞性をもつと同時に, 停滞する主ウズの周辺に移動する小規模の副ウズをもっている。第1図のTYPE IIのウズに対応するといえよう。TYPE IIIに対応する小低が不安定度の大であるとき存在することが期待される。

#### 4. まとめ

石狩湾小低の発生は, 地表近くで, 気温差が $12^{\circ}\text{C}$ 以上 $25^{\circ}\text{C}$ 以下の2つの気塊が合流し, 地上と500 mbの気温差が $30^{\circ}\text{C}$ を超えるとき発生した。小低の性質は2つの気塊の気温差によって, 移動性・停滞性の2種類あった。

#### 文献

Yamazaki, T., 1973: A Laboratory Experiment on Composite Tornado-like Vortices Formed by the Interaction of Horizontal Shear and Vertical

Instability, Jour. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser VII, Vol. IV, No. 2, 59~68.

#### 討 論

斉藤 おもしろい実験と思う。この実験では, うずが寒気の中で発生していることになるが, これは現実とは違うように思う。

山崎 小低の解析をあまり経験していないので, はっきりしたことは言えない。

小島 この実椎では, うずが暖気側にできても見えないのではないかと。塩化アンモニアなどを使えば見るのではないかと。

岡林 時計回りの渦はできるか。

山崎 できる。横の壁を流れの方向に対し右側に置くと反時計回りとなり, 左側に置くと逆となる。渦スケールの10倍の壁による渦度の周辺から供給による効果と思われる。タイプ3では見かけ上, 逆に回る場合もある。

関口 実験の寒気側は, 飽和に近いがこれはwetメカニズムではなく, あくまでdryメカニズムを目視できるためドライアイスを用いたと思う。実験では不安定を得るために水を加えているが, このくらいのスケールの実験で湿潤不安定度が問題となるかどうか。

山崎 水を加えたところの蒸発している中心部の上昇はその外側よりも早くなることが認められる。

551, 574.

## 冬の低気圧による電力施設の災害について

栗原正之\*

### 1. まえがき

電力施設には気象災害を受けやすい架空送配電線路や発電所の屋外機器が多くあり, これらは機械的電氣的に充分安全率をとり, 異常気象条件下においても事故にならないように設計建設され保守されているが, 北海道においては特に冬の低気圧による電線着雪等の異常な気象現象に基因して大災害が発生しているため, 気象情報を使う立場から電気事故との関係を調べたので報告する。

### 2. 低気圧による電気事故の種類

#### イ. 着雪害

冬期間発生して北海道の近くを通る低気圧には, 日本海型, 二つ玉型, 太平洋型に大別されるが, 上層に寒気団, 気圧の谷, ジェットストリーム等があって発達の場合であると, いずれの型でも1時間1 mbもの急速発達をして北海道は暴風雪におそわれる。

このとき低気圧が北海道の南岸を通り, 東側のリッジによって移動速度がおそくなり, 閉塞された様な状態での $0^{\circ}\text{C}$ 近辺のみぞれ領域の中では, 電線に雪が付着して筒型に発達する。この「電線着雪」現象は広い地域に

\*M. Kurihara, 北電技術研究所

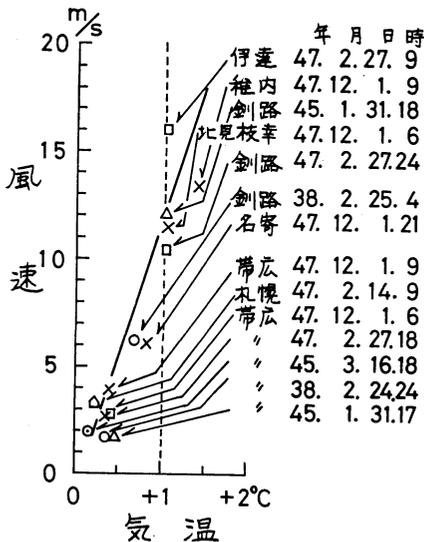
一度におこり、しかもこの着雪は含水率が30%にもなる比重0.5~0.7の重いものであり、風速 20 m/s もの強風の中でも脱落せず発達するため、電力線の断線や支持物倒壊の大被害をあたえることがある。

昭和47年12月1日道北、道東地方に大雪害を起した。このとき風速 20 m/s 以上もの暴風雪の中で、直径 20 に達する着雪がつき道北地方において送電鉄塔60基、電柱損傷 15,000 本、断線 16,000 ケ所という大被害を受けた。

この着雪事故はここ10年間に特にめだって発生頻度が多いようであるが、自然現象としては北海道には昔からあったものであり、天気図を調べてみると現在起っている低気圧型で気象条件も全く同一である。

北海道における大着雪害

- ◎47年12月1日 道北、道東
- ◎47年2月28日 室蘭、道東
- 47年2月14日 札幌、帯広
- ◎45年3月16日 道東
- ◎45年1月31日 室蘭、道東
- 44年1月19~23日 道北
- 40年1月9日 函館、道東
- ◎38年2月25日 道東
- 37年1月2日 函館、道東
- 33年12月10日 帯広
- 32年12月10日 道北



第1図 大事故を起した北海道型着雪の発達初期の気象

- 31年11月23日 宗谷
- 31年4月10日 道北
- 25年11月28日 道北
- 24年4月6日 函館
- 24年3月24日 道北
- ◎20年12月17日 釧路
- ◎20年3月5日 室蘭、道東
- ◎18年12月7日 道央、道東

着雪条件 (第1図)

- 気温 0~1°Cの間に大半が入る。しかも約6時間つづく。マイナス 気温領域では 載雪型になるが、比重が 0.2 以下で 付着力も小さく 5m 以上の風で脱落してしまふ事故にならない。
- 風速は 1~10 数 m/s で 6~8 時間つづく。風向は 東→北東が多い。
- 降雪強度は 2~15 mm/h と強い。強風下では雨量計の捕捉率が悪いので実際にはもっと多いと思われる。
- 上層に暖気が入るので含水率の大きい雪が降る。このために低気圧型では比重の大きい着雪が出来ると推定される。

上記の様な気象のときには、電力通信として重要なマイクロウェーブのパラボラアンテナや VHF, UHF 無線の多素子空中線にも着雪して S/N 低下や回線断となることがある。

ロ. 着氷害

低気圧が近づくとときや去ったあとの強い季節風の風で湿分を多量に含んだ気団が、山腹を急上昇して気温が低下し過冷却となるために山頂の送電線に付着すると着氷となり、電線が異常振動して振動切れや電線相互が衝突する短絡事故が起こることがある。道内では弟子屈線、相沼内線、北見幹線の標高 800m以上の所で気温 -2°C ~ -8°C、風速 5~13 m/s、湿度95%以上の領域で発生している。

ハ. 塩雪害

低気圧が冬期間大発達して宗谷海峡近辺に長期間停滞すると、気圧傾度が強くなり長時間日本海岸に西風が吹き、高浪がうちよせ、海水しぶきが雪をのりづけの役目をして、マイナス 5°C と気温が低くともシャーベット状のぬれ雪となって、電線着雪を起したり、がいし、腕木、電柱、変圧器、アレスタ等に付着する現象が起こる。

この着雪は塩分を大量に含んでいるので、導電性であり、電気の絶縁が保てず、地絡地事が発生する。48年12

月22日の例では塩害は海岸から 1 km 以内の地域の西側のみに三角状にとりつき、塩分は 16 g/l も含まれていた。

注：普通の雪は 0.1 g/l 以下で絶縁物である。気圧差は 80 mb にもなり30時間も同一方向の風が吹きつづいた。

## ニ. 内陸塩害

低気圧通過後強い西の吹雪が吹きつづくと、日本海の高塩粒子は吹雪とともに内陸深くはこぼれて、がいしや空中線に付着し、2～3日たつて気温が上昇して雪がとけ出したときに、電気事故を起こすことがある。

- 41年1月15～20日 北海道 空知地方
- 45年3月17～19日 " 岩内 日高地方

## ホ. 風害

48年4月21日急速に大発達した低気圧が真すぐ日本海を北上し、また気圧傾度が非常にきついため同一方向の南風が道央地方に長時間吹きつづいた。このためトタン屋根がはがれて飛来し電線にからまる事故が頻発した。

## 3. むすび

北海道電力が蒙る気象災害のなかでは電線着雪災害が最も被害が多いので、先般難着雪技術を開発したが、その他気象災害もそのプロセスを解明することにより対策

の研究が進展するので、気象情報を使用する立場から今後ともさらにしらべて行きたい。

本件について御指導いただいた気象台関係者、北大の先生方に深謝します。

## 討 論

孫野 着雪のメカニズムを考えると北海道のものは0～1度というので理解しやすいが、本州の場合条件が異なるというのはよくわからない。

栗原 北陸型は季節風型で電着事故は起こらない。大災害を越すのはいずれも低気圧型であることは共通している。ただ気温の垂直分布に差異があるということである。

宮沢 北陸では、普通風の弱い時に起こっている。風の強いときは筒状の着雪にはならないと思うが、

栗原 稚内の着雪大災害のときは 30 m/s のときでも筒状の着雪となっている。

宮沢 着雪防止法はどんな方法であるか。

栗原 送電線にリング、電線にはヒレをつけることにより異方性発達をすすめ自然に脱落させる方法があり、はっきりした差異（効果）が認められる。

## ——全体のまとめとコメント——

斉藤 小低、渦、低気圧を通じて比較的統一したイメージが得られた。それは、初めにシャアがあり、対流雲が発生し収束場がつくれ熱放出が起こる。このためさらに収束が強まり発達する。台風と小低とはよく似たものと考えられる。この渦のあるところに一般流を与えるとエコーパターンは、ともえ状となって見られるようである。

宮沢 小低はもともと大雪をもたらす総観場があって、それが（小低）雪を局所的に強める一つの要因となるものと言える。今後、レーダーや衛星の発達で、いろいろな結果が出てくるが、単に発見だけにとどめやすい。気象力学と関連づけていくという傾向が出てきたように思われる。