

日本気象学会  
北海道支部だより  
第 20 号

一目 次一

- I あいさつ-----北大理学部-----孫野長治
- II 解 説  
北海道西海岸地方の大雪に関-----札幌管区気象台-----村松照男  
する最近の興味ある観測事実
- III 「冬の低気圧」に関するシンポジュム予稿集（合本）
- IV 昭和49年度支部研究発表会要旨
- V 北海道支部役員選挙と役員氏名のお知らせ
- VI 昭和49年度支部事業報告
- VII 昭和49年度役員会報告
- VIII 昭和48年度及び49年度(中間)会計報告
- IX 会員動静

昭和 50 年 5 月

日本気象学会 北海道支部

# I　あ　い　さ　つ

アメリカの気象学会でも日本の「天気」にあたる機関紙 "Bulletin Amer. Met.Soc" をもっています。中国訪問などの特集や100以上もあると思われる地方支部の消息がグラビヤや写真入りでのっており、肩のこらない大変面白い雑誌です。アメリカの今日の気象学会の隆昇は莫大な資金と、各国から集まつた豊富な人材にもよることであろうけれども底辺の広さも無視できないと考えます。

20年ほど前、シカゴに行た熊井君を訪ねた時に、「今夜は支部の集りがあるから出よう」というので一緒に顔を出したことがあります。誰の講演だったか内容も忘れてしましましたが、講演後に Battan 博士が支部の会計報告などもしており、うちとけて大変なごやかな雰囲気でした。

アメリカの支部活動を見るにつけて、これは真似たがよいと思われる点が二つあります。一つは支部活動にもっとサロン的な雰囲気があってよくないか。雰囲気をもり上げるためににはコーヒーとケーキ、ウィスキーとピーナツでもよいし、女性会員が加わってくれればなお結構でしょう。

いま一つは、支部の学術活動は必ずしも中央の下に位置するものではないと云うことです。

アメリカでは年会よりは地方で開かれる単発のシンポジウムの方が重要視されているようであり、それがまた気軽に国際シンポジウムになつたりしています。もっとも2、3の外国人に参加してもらって国際の恰好をとつたりしているようですが。

挨拶などと固苦しいことは私の性に合わないので、はじめからこんな話になってしまって恐縮です。考えてみれば、北海道支部もこんな方向に進んだらよいのではないかという願望めいたものが私の心の底にわだかまつて以來かも知れません。

このたび支部長の大役をおおせつかったのを機会に、ふと思いついたことを申しあげて御挨拶にかけさせていただきたいと思います。

(支部長：孫野長治)

## II 解 説

### 北海道西海岸地方の大雪に関する最近の興味ある観測事実

札幌管区気象台 村松照男

北海道西海岸地方の大雪については、古くから多くの研究がなされ予報に応用されて来ている。ここ数年来、気象衛生写真や海上でのレーダー観測などで新しい情報量も増えており、大雪をもたらす雪雲の構造や発生条件の研究に新しい展開を見せていている。これらの興味ある点と今後の問題点などを考えてみよう。

北海道西海岸に大雪が降る場合としては、低気圧前面の湿った大雪と、通過後の大陸寒気の日本海での変質、不安定化した結果としての大雪との二つの場合に大別される。低気圧前面の大雪は、総観スケールでの上昇流に伴う主として層状エコーの降水現象であり、降水粒子の通過する気層の温度、例えば $8.5^{\circ}\text{C}$ で見ればマイナス $5\sim 8$ 度で雨か雪かが決まる。降雪量の決定因子としては、低気圧の発達度で多くは決まる。

これとは対照的に、後者は低気圧が通過したあと、後面の流れの場の中で大陸寒気が移流して来て大雪となる。大陸寒気と日本海表面海水温との間の著しい温度差（ $20^{\circ}\text{C}$ 以上となる場合もある）で顕熱と同時に潜熱（水蒸気）が補給され、湿潤不安定化した高さ約 $3\sim 4$ kmの対流層内の積雲対流現象で降雪がもたらされる。この不安定解消が、どのように組織化されるかで、降雪パターンが異なる。

北海道の場合でも中央部に背りょう山脈が走り北陸地方の場合と同様に季節風型の降雪と季節風が弱い（気圧傾度がゆるく時には袋状を呈していることもある）場合の降雪に大別され、それぞれ構造の異なったメソスケール現象での降雪である。この、1) 季節風末期の大雪をもたらす帯状エコー（孤状エコー）、渦状エコー、2) 季節風タイプの帯状エコー、等の興味ある観測事実と若干の考察を述べてみよう。なお、1) の帯状エコーは以下孤状エコーと呼ぶことにする。

#### 1. 北海道西海岸小低気圧に伴う孤状エコー及び渦状エコー

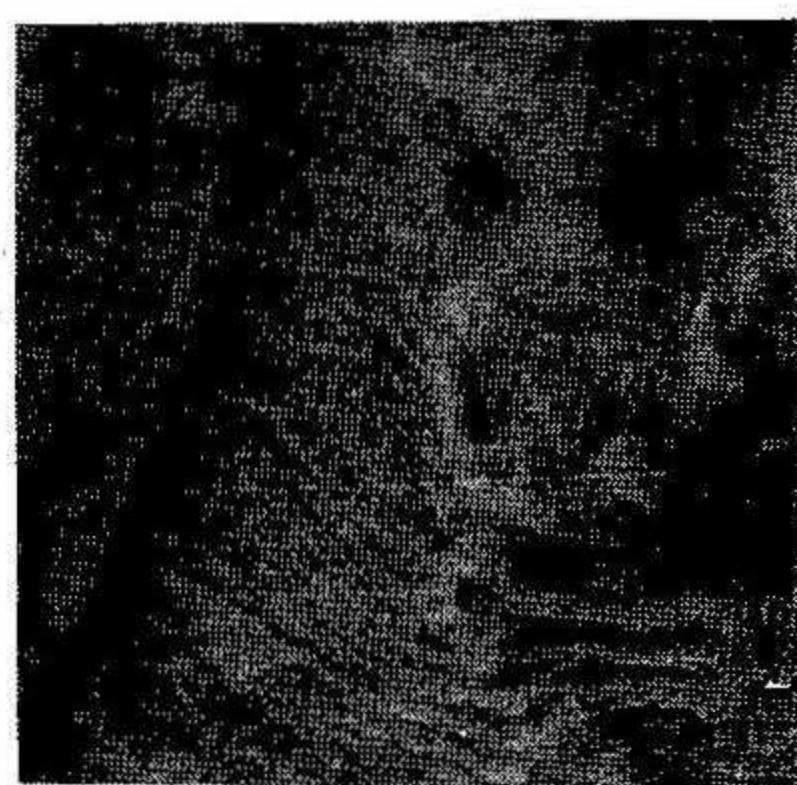
西海岸地方にしばしば局地的大雪が降るが、その時、西海岸あるいは西海上に $1\text{ mb}$ 毎の等圧線で描けるかどうかの小さな低気圧が解析され、それに伴う孤状エコーや渦状エコーがレーダーで観測される。これらの成因について簡単に述べると、厳冬期、オホーツク海北西部から海水が南下し、樺太東海上からオホーツク海南部へ流氷野が拡大されると、樺太付近の北寄りの風で、シベリヤ東部の寒気が、海水のためほとんど変質を受けず、オホーツク海南部に直接南下し、相対的な高圧部を形成する。これから弱い北～北東風が吹き出し、沿海州からの北西風との間に収束帶を作る。沿海州からの寒気は、日本海上で変質しながら雲を発生させ、これら二つの気流の収束帶上の北海道西海上で孤状エコーを発生させる。このためこの孤状エコーを境に、沿海州側が雲域、北海道からオホーツク海南部では晴域となるという非対称の天気分布になる。孤状エコーの内陸部への侵入で西海岸地方に帶状の局地的大雪が降る。

第1図は、1975年1月30日09時24分撮影の気象衛星NOAAの可視光での写真である。

従来のESSAより解像度がすぐれ、石狩平野に大雪を降らせてている孤状エコーの有様が一望され、従来レーダー観測で述べられていた事実が裏付けられることがわかった。この写真で、興味深い点としては、北海道西海上に、ひときわ目立った太い孤状の雲（収束帶状雲と呼ばれている）があり、石狩平野の奥深く侵入している。これを境に、北海道側やオホーツク南部では快晴、西側の日本海上では筋状の雲で掩われているという特徴的雲分布となっていることである。同時刻の札幌レーダー観測によれば、孤状の雲に一致して、孤状エコーが見られた。エコー頂は、逆転層の高さに対応した3kmで雲頂とも対応していると見られる。

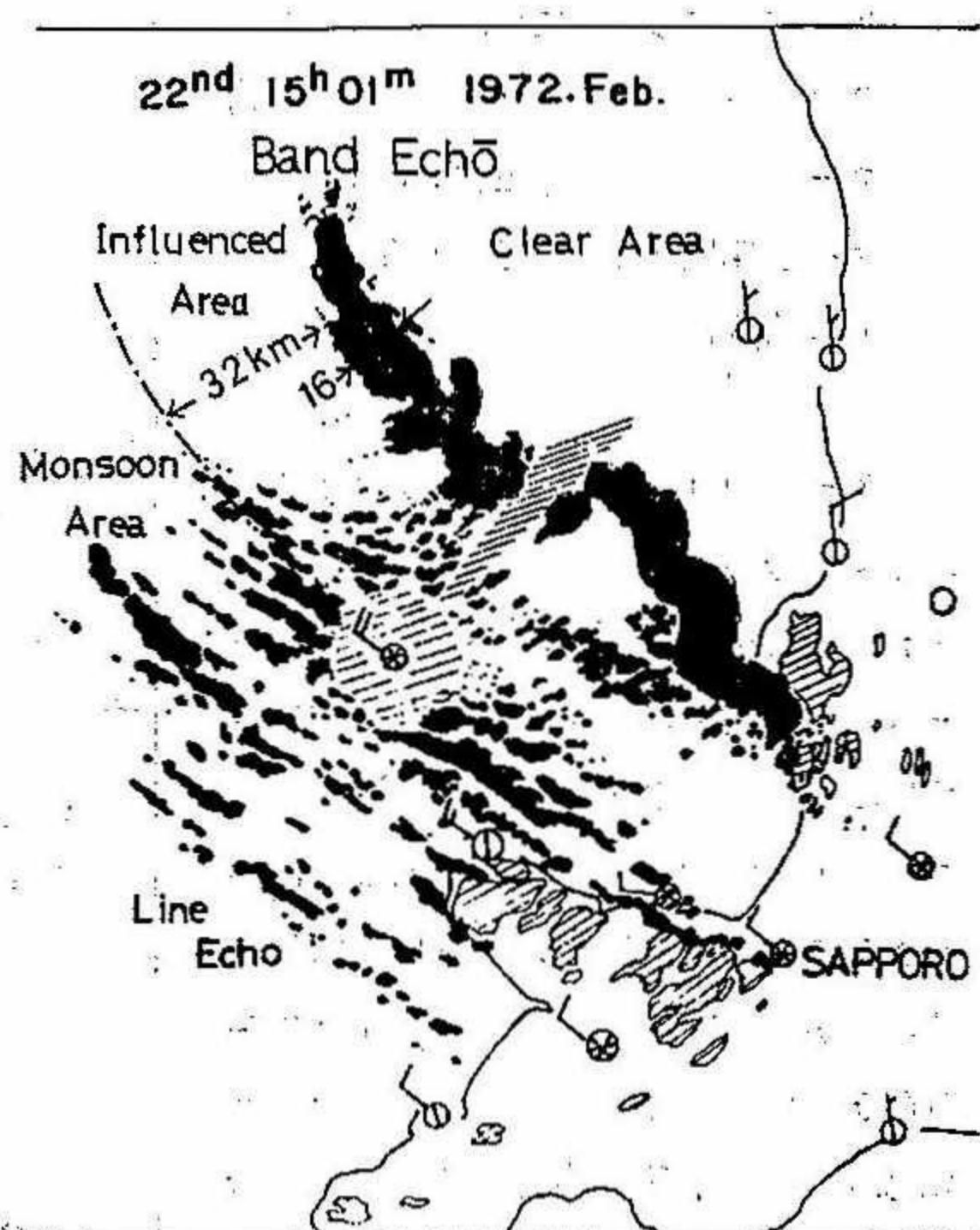
もう一つの興味ある特徴的なことは、南北に走る孤状の雲から、雲の巾の2倍位の一定の範囲の雲分布が、その西側の季節風型の筋状雲とは異なっていることがある。この範囲では、孤状の雲（孤状エコー）の垂直循環の影響を受け筋状雲が変形されるとともに、孤状雲の側面から雲そのもので流入しているのが見られることがある。すなわち雲水量そのものの補給である。この雲（孤状エコー）の成長、維持機構に興味ある示唆を与えている。

第2図は、この写真とは全く異なる日であるが、孤状エコーを啓風丸レーダーで捕えたもので、西側の日本海上の季節風型の線状エコーグループと東側、北海道の陸地側の晴域との間に帯状エコーがあり、第1図の写真と同様に、孤状エコーの幅16kmの約2倍の32kmの範囲で、従来あった季節風型線状エコーグループから再配列させられた小エコーグループがあって、孤状エコニーの南下とともにそれらに平行して南下している。孤状エコニーの循環がこの範囲にまで及んでおり、地上風で見れば、この影響域に入るにしたがい風速の増大、風向の偏奇が観測され、下層収束域の範



第1図 北海道西海岸の孤状の雲。

1975年1月30日9時24分  
気象衛星NOAA撮影。



第2図 孤状エコー

1972年2月22日15時01分 啓風丸  
レーダーエコー

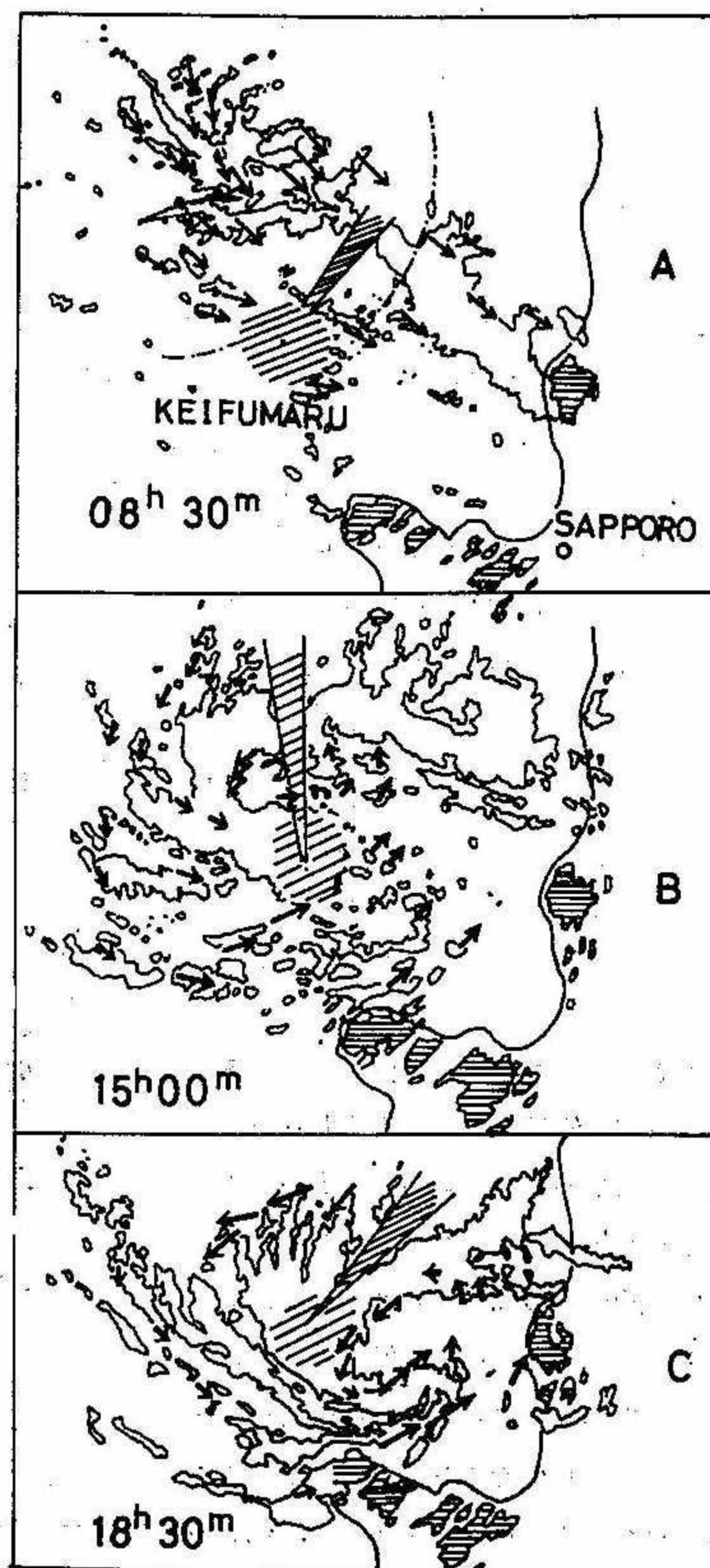
囲に対応しているのが観測される。

これらの結果から大雪をもたらす孤状エコーの成長維持機構には、雲底を通しての境界層からの収束とともに、側面から流入する雲水量（エコーとして見れば孤状エコーへ線状エコー群の一部が併合吸収される）そのものの補給も重要であるということが観測事実として明らかである。今後はさらに、このメソスケール現象である大雪の総観場との相互作用、あるいは降雪量の予想、現象のライフサイクルなどの検討の必要性がある。

次に、渦状エコーである。石狩湾や渡島半島沖に多く発生し、エコーセルの動きも低気圧性回転を示し、気圧も中心附近で $1\text{ mb}$ 前後低下、強い下層収束があって、北陸地方などで観測される小低気圧と同様な形状を呈している。このエコーの内陸部侵入で大雪を降らせる。

オリンピック期間中の特別観測によって、啓風丸のレーダー観測で典型的な渦状エコーが観測された。観測期間中、渦状エコーの発生初期、成長期、内陸部侵入による消滅といいう一連の過程が見られた。

第3-A図は、1972年2月23日8時30分のレーダーエコーで、前日石狩平野に帶状の大雪を降らせた孤状エコーの風上側端にスパイラルエコーが観測された。矢印附近にエコーの収束があり、ここを中心鎖線で示す範囲内の半径約 $5.0\text{ km}$ のエコーグループに弱い低気圧性循環が見られる。一般流の場に、低気圧性循環が重なっていることは明らかで、第3-B図のように循環が明瞭となるまではわずかしか移動せず、循環の領域だけが点源から風下側に主に拡がっているのが見られる。第3-B図の矢印は、15時00分と17分の間のエコーセルの動きから系の移動をベクトル的に差し引いたもので、じょう乱そのものの運動を表わして



第3図 涡状エコーの発生初期(A)、発達(B、C)過程と低気圧性循環(B、C図は系の移動を差し引いた渦そのものの運動)

1972年2月23日 啓風丸レーダー

いる。この図から明らかなように、明瞭な低気圧性循環を示めしている。さらに第3-C図は18時30分から50分の間のエコーチャートの方法で作図の方法はB図と同様である。時間の経過とともに循環は明瞭となり、小低気圧系の移動速度も9時～15時には平均5km/時であったが、15時～18時30分では22km/時、18時30分～21時では約40km/時と加速され、一般流の風速に近づいてきた。

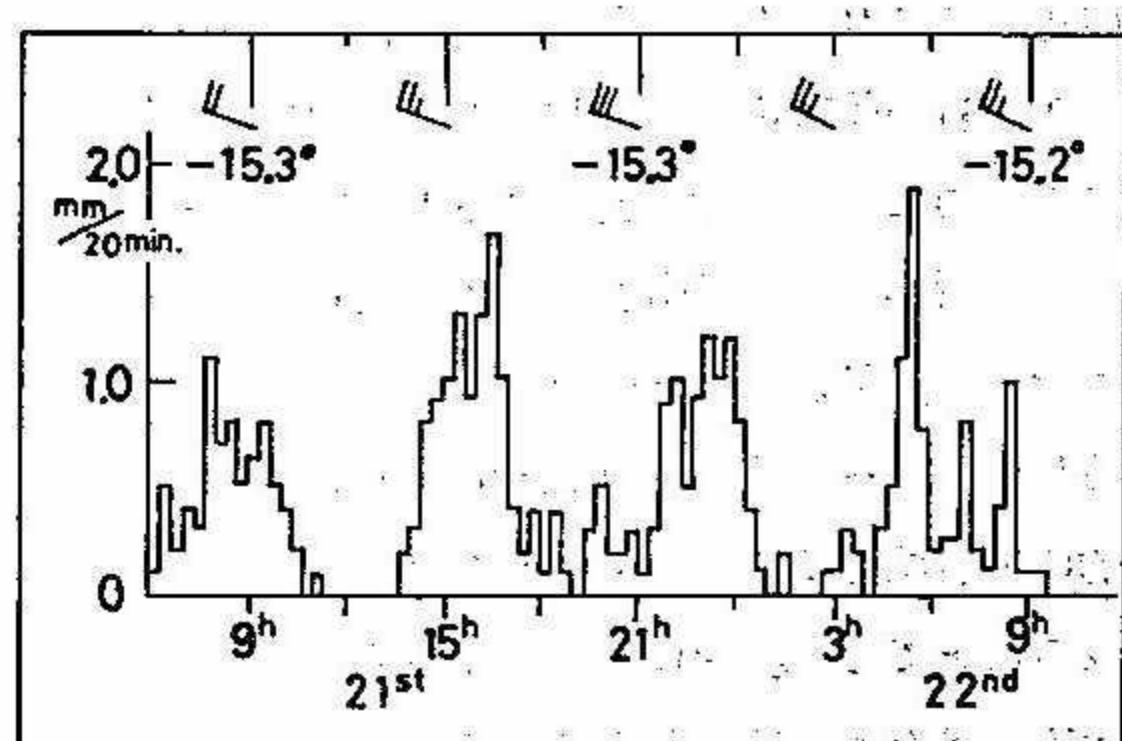
今後、さらにくわしく検討する必要があるが以上のことから、小気圧の発生は、風のシャーライン上の湿润領域（今回の場合は孤状エコーの風上側端）に何らかのトリガーが与えられ、傾圧不安定場内でのじょう乱が発達しながら、影響の範囲を風下側へ重力波的に伝播させていると考えられる。系全体の動きは、発達中に動きがほとんどなく、最盛期を過ぎた頃から急に移動が速くなり、水平シャーの大きい所に沿って南東進した。逆にこのことから傾圧不安定場からのエネルギーの転化で発達、発達後は、一般場の流れで流されるということが言える。また発達とともに小低気圧の中心附近はほぼ円形のエコーのない領域が明瞭となり、この他気圧分布、エコーの動きから台風との類似点が多く今後の検討課題であろう。まだ解析例も少なく不明な点も多い、今後いろいろなケーススタディーで検討する必要性がある。

## 2. 季節風型の帶状エコーのライフタイム

季節風型の大雪でも興味ある観測結果が得られている。1972年12月22日、岩見沢地方に80cmの大雪が降った例で、岩見沢測候所の自記雪量計の記録に6～7時間の降雪量の周期変化が記録された（第4図）。この時の大雪を札幌レーダーで見ると、降雪極大を中心とするひとつの降雪群に対応してレーダーエコーが系統的に変化していることが観測された。1群の降雪群を見ると第5図で見られるように、ほぼ東北に延びる帶状エコー（A図）が時間の経過とともに発達し、角度も西北西～東南東の走向を持つようになった（B図）。このとき、岩見沢の降雪の極大に対応し、さらに北西～南東の走向となり一般流の西北西流との角度を増して来ると、一般流に流れ内陸に移動、海面からの補給が断たれ消滅してしまっている。

このエコーの風上側には弱い線状エコーが数本観測される程弱まる（D図）。こうしてひとつの過程が終り、1降雪群約6時間に対応している。同様なエコー変化が4周期繰り返され80cmの大雪となっている。明瞭な周期性、24時間も継続していること、及びエコーの系統的変化から見て季節風型の帶状エコー（線状エコーと比較し寿命もスケールも異なるのでこう呼ぶことにする）の典型的なライフサイクルと見られる。

この観測事実で興味ある点は2点ある。第1点は、6時間前後の現象の周期性一寿命一で、さらにそれが4回も繰り返され24時間も持続していることである。高層観測によれば、この現象に最



第4図 岩見沢における降雪量の周期的变化

（上段は、札幌の850MB高層データである）

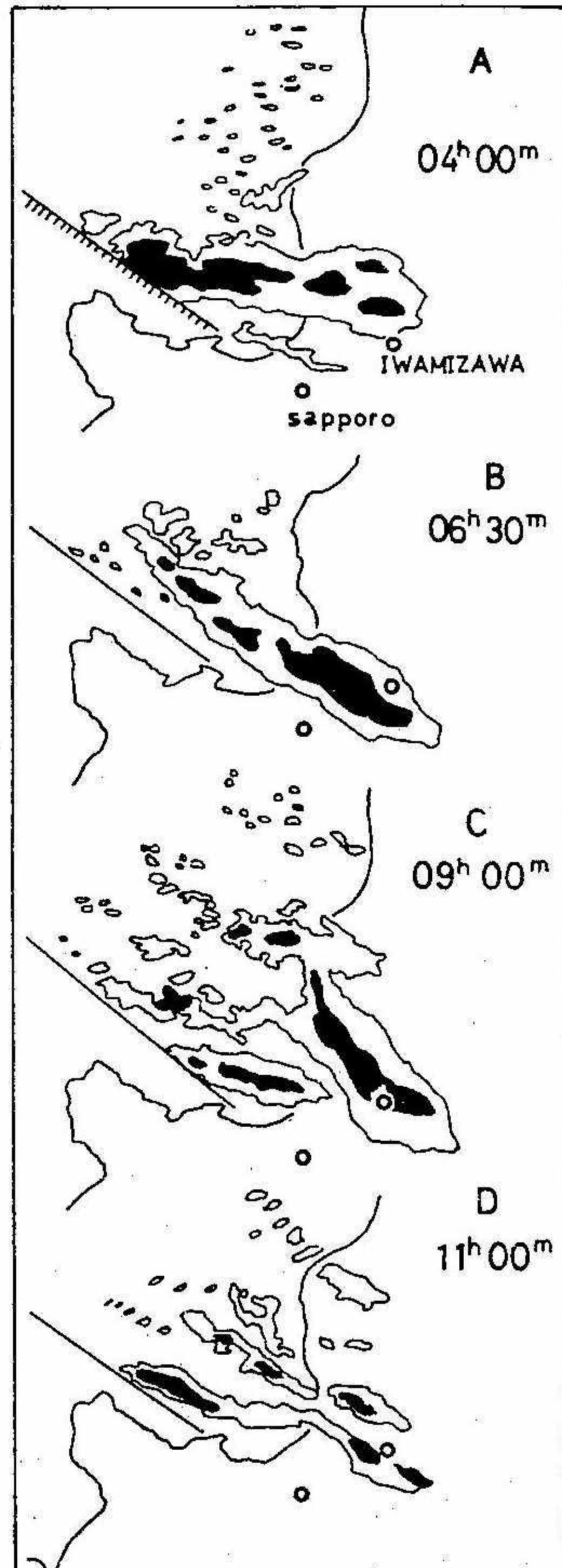
も関係の深い高度約1.4Km附近(850MB面)では、風速20~30ノット、風向280~290度とほぼ一様な風が吹いており、総観場では安定した流れの場であった。このような一様流中に約6時間周期の現象が現われたのは、明らかに大陸寒気が日本海で湿潤不安定化し、積雲対流が発生し、それが100kmオーダーのスケールの帯状エコーで代表される中規模じょう乱に組織化され、その寿命が6時間であるということである。この1サイクル内でも種々の系統的変化をしていることは、個々の対流が集団としての効果として帯状エコーに組織化され、この中規模現象が幅100kmの範囲の対流不安定を6時間かかって解消させたと考えられる。4回も繰り返したことは、ほぼ同様な条件下で、同じ不安定の解消のしかた、すなわち中規模じょう乱である帯状エコーへのエネルギーの集中、組織化がなされたといえる。

2つ目の興味ある点としては、総観場が一様であるのに、第5図で見られるように帯状エコーの走行が発達の段階とともに変化していることである。帯状エコーに組織化された対流の効果として、一般場との相互作用により場を局所的に一般場を変形させていることが十分考えられることである。今後の検討課題である。

以上述べたように、今後の積雲対流のシミュレーション、特に線状エコー等の基礎構成セルの生成、成長の検討にこの観測事実は興味ある示唆を与えると思われる。

この他、この支部だよりに報告されているように、北海道の大雪に沿海州の地形そのものが直接影響を与えていたという観測事実も興味深い。

以上、NOAA衛星の資料や海上レーダーの資料などから興味ある観測事実を拾い出し若干の考察を加えたが、まだ十分解明されていない点も多く、議論が飛躍しすぎた所もあるが、問題提起として了解して頂きたい。今後は、さらに増える情



第5図 レーダーエコー変化図

1972年12月23日

報量を有機的にまとめ、降雪のメカニズムの解明、量的予想に発展させる必要性がある。

## 文 献

1. 岡林俊雄 1972年 気象研究ノート 113号 74-106
2. 斎藤実他 1968年 北海道石狩湾附近の降雪のレーダー解析 天気15 42-50
3. レーダー情報解説資料 1975. 札幌管区気象台
4. 村松照男他 北海道西海岸小低気圧による大雪（天気投稿中）
5. 北部管区気象研究会誌 1973年、1974年. 札幌管区気象台

### III 「冬の低気圧」に関するシンポジウム予稿集（合本）

## 講演

- |                       |   |
|-----------------------|---|
| 1) 冬季北日本の低気圧に関する若干の問題 | 1 |
| 斎藤直輔（気象研究所）           |   |
| 2) 日本海に発生する小低気圧について   | 3 |
| 宮沢清治（気象庁予報部）          |   |
| 3) 気象衛星からみた各種の冬の低気圧   | 7 |
| 岡林俊雄（気象庁予報部）          |   |

研究発表

- |  |    |
|--|----|
| 1) 低気圧後面の流れによる日本海側の大雪                      | 9  |
| 村松 照男（札幌管区気象台）                             |    |
| 2) うずエコー発生の条件について                          | 11 |
| 七沢 謙（札幌管区気象台）                              |    |
| 3) 室内実験におけるウズ巻き発生の条件からみた、<br>石狩湾小低気圧の発生の条件 | 13 |
| 山崎 武（札幌市在住）                                |    |
| 4) 冬の低気圧に依る電力施設の災害について                     | 15 |
| 栗原正之（北電技術研究所）                              |    |

## 冬季北日本の低気圧に関するいくつかの問題

斎藤直輔（気象研究所）

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を述べ、その問題を論じてみよう。

災害科学研究所の発達せる低気圧の進路集計の結果をみると、いくつかの特長がある。たとえば、この集計によると冬季、最低気圧が960mb以下に発達する低気圧の中心はオホーツク海に入ることは殆んどない。これには上層の寒氣うずを中心とした基本的な流れの場も関係しているであろうが、オホーツク海のJKの分布が作る下層の温度場の前線帶が低気圧の発達とその進行方向に影響することも考えられる。

発達中の低気圧の進行方向の予測にも地形の影響を考慮に入れることが大切であるが、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慮あわせて予測を考へる方がよいことが多いい。

同じく、災害科学研究所のとりあげた低気圧によると、1960年以降の960mb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あいて同じ時刻に各地であがっている。しかも凡はこれら低気圧が北海道の南部か又は南東沖を通っているので比凡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あらわれ、風向は西南西となっている。前者の報告は低気圧の中心深度の深さという点から資料をせんたくしているし、一方後者は最大風速という立場から資料を整理している。このように最大風速と、最低気圧、あるいは低気圧の位置の統計的関係は必ずしも一対一の対応があるわけではない。北海道の冬の強風をもたらす低気圧は960mb以下の中心深度に重複をあいた報告にみられるような進路をとる低気圧や、それの最も発達した位置に關係するもの以外に、北海道北部を東進したり、中部を北へ向う低気圧に伴うものが多いい。

個々の低気圧について解析してみると、最大風速の発現時刻、その風向、強風域は低気圧の中心に対しても特徴的な分布をとることが示される。特に日本海側と太平洋側では最大風速の出現時刻、風向に明らかな差がある。

同時に亦、低気圧の進行前面に位置する地域では最大風速が中心の通過のがなり以前にあらわれることも予想上注意せねばならない。

これらのことについて二三の事例解析を示す。

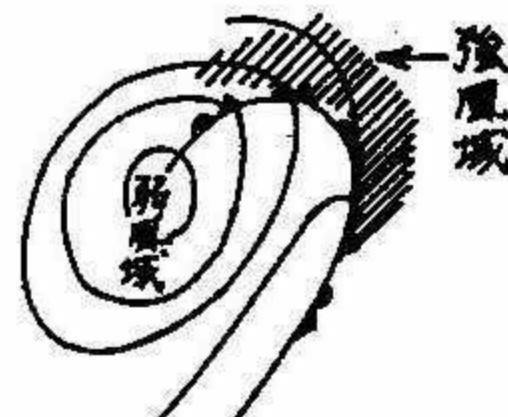
閉塞後の低気圧、特に北太平洋上での風速分布は今後の詳細な調査にまつまつが多いいが、閉塞後は低気圧の中心はむろろ弱風域で、閉塞前線の前方に強風域が限定されていることが船舶の資料から結論されていいると言われている。

閉塞とは一般に寒冷前線が進行して温暖前線に追いつくことであるが、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っているのであろうか、何故、寒冷前線の方が速く進まねばならないのであろうか。前線に相対的な上層風速は常に寒冷前線上での方が温暖前線上よりも速いとは限っていない。これについて簡明かつ統一的な説明を与えるのはむつかしいが、前線の運動は運動学的には前線の両側の気圧変化の差と両側の気圧傾度の差に關係することに着目して解析してみよう。

発達中の低気圧の傾度構造から期待される気圧の変化傾向の計算値の分布をみると、ある発達段階に達した低気圧では寒冷前線の両側で気圧の変化傾向の差 ( $\Delta p_1 - \Delta p_2$ ) が



実線：高度場  
点線：温度場



際立って大きく、一方温暖前線の両側ではこれに較べて気圧の変化傾向の傾度がずっと小さくなる。従って前線の運動は上層風と直接関係するというよりも低気圧の発達構造、もつと一般的には気圧の変化の機構に結び付けて考えた方がよいであろう。

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。

閉塞後のアリュー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差しられるが、こゝでは700mbの温度風の正うず度の温度風による移流と複合小低気圧群（雲の写真から判明した渦動群）との間によい対応があることを示してみよう。

ただし、この中層以下の低温域の形成は単純に北西あるいは北東方向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はなくて、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ようである。オホーツク海の氷の上空はしばしば高温である。

すなわち、閉塞後の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、その移流方向に低気圧性循環を増加させ、これが雲のパターン、いわば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場合は近似的に、下層は

$$d\zeta_2/dt = \partial\zeta_2/\partial t + V_2 \cdot \nabla(\zeta_2 + f) \approx 0$$

で示され上層も

$$d\zeta_1/dt = \partial\zeta_1/\partial t + V_1 \cdot \nabla(\zeta_1 + f) \approx 0$$

とかけた。上下の相対運動を見るため上層の式から下層をひくと、

$$d\zeta_T/dt = \partial\zeta_T/\partial t + V_M \cdot \nabla\zeta_T = -V_T \cdot \nabla(\zeta_M + f) = -V_T \cdot \nabla(\zeta_2 + \frac{\zeta_1}{2} + f)$$

とおけよう。こゝで $V_T$ は温度風、 $V_M$ は中间の風、である。衰弱期においては下層のうず度 $\zeta_2$ は小さいとすると、温度風うず度（たとえば700mbの等温線から計算したもの）の増加は、温度風うず度の移流に応じて増大する。層厚の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つてあらわれるのであると解釈される。

最後に春節風の場が弱まつた後にみられる石狩湾小低気圧、あるいは石狩湾沿岸に局地的におこる大雪の現象について考察してみる。特に陸上が冷たく海上が暖かい時に期待される垂直循環、特に湾の曲率が及ぼす効果についてのべる。しかしこれと降雪量と直接結びつけるには種々の仮定が必要である。積雲中の雨水量の増大や地上的降水量に関してはむしろ雲物理的考察と積雲の力学と地表面附近の条件との相互関係を更に詳しく考える必要がある。

# 日本海に発生する小低気圧について

宮沢 清治（気象庁予報部）

## 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な場と大規模な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〕。当時はイサロバー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、小低気圧が現実にうす状エコーとして、とらえられるようになった。うす状エコーが集中豪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。うす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雪の際に見られたという報告もある（例えは、秋山・松本：1970）。

最近のうす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な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、うす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。

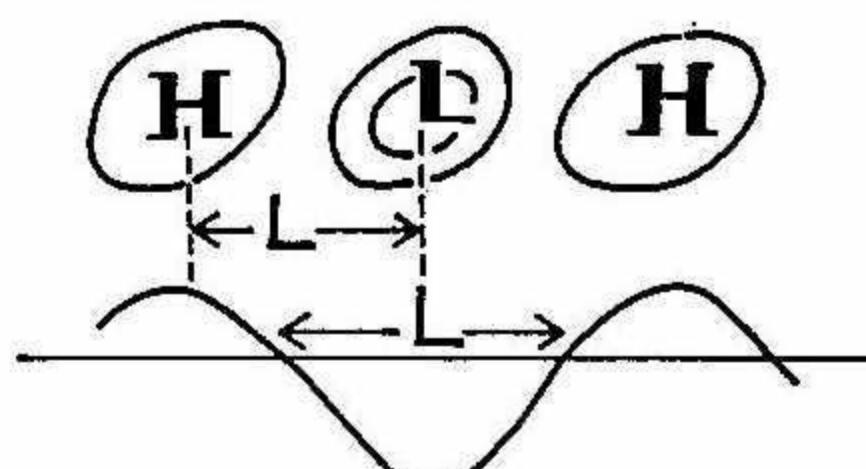
ここでは、主として上層寒冷うすの南東縁に発生する中規模じょう乱としての小低気圧（メソ低気圧）のみを扱い、レーダーでうす状エコー（うすじょう乱）を伴なうものに限ることにする。

最近は気象力学の重要なテーマとして、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500km、鉛直のひろがりは5～10km、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等圧線の直径としては波長の $\frac{1}{2}$ の250km程度となる。波長のとり方は、一般にはむづかしいので、小低気圧の“規模”としては円形等圧線の最大直径、またはこれに伴なう、うす状エコーの及ぶ範囲（距離、km）をとることにする（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1000～2000km。  
②背が低くて、じょう乱の存在は地上からせいせい700mb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く局地的な低気圧はとりあはない。主として東西にのびる等温線の集中帶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



第1図 波長と規模

ンサスが十分得られてい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（うす状エコー）が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）。

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

最近、うす状エコーが発生したという報告が相次いでいるが（例えは東管技術ニュース、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。これらの報告はいづ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発生例から総観場の特性を求めた。

1971~1973年1~3月、観測船啓風丸が日本海中部（P<sub>1</sub>: 39°N 136°E），同北部（P<sub>2</sub>: 43.5°N 138.5°E および P<sub>3</sub>: 44°N 140°E）の海表面水温密集域（水温：1972, 1月下旬）で定期観測を行ない（第2図），延べ78日間のレースー写真が得られた。このレースー写真を調べると、うす状、弧状エコーの発生した日数は12日で、このうち500 mbの寒冷うすに伴なつて発生した日数が8日、前線に伴なつて現われたのが3日、P<sub>1</sub>付近での収束雲によるものが1日であつた。地形効果のない日本海上でも前述の条件下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

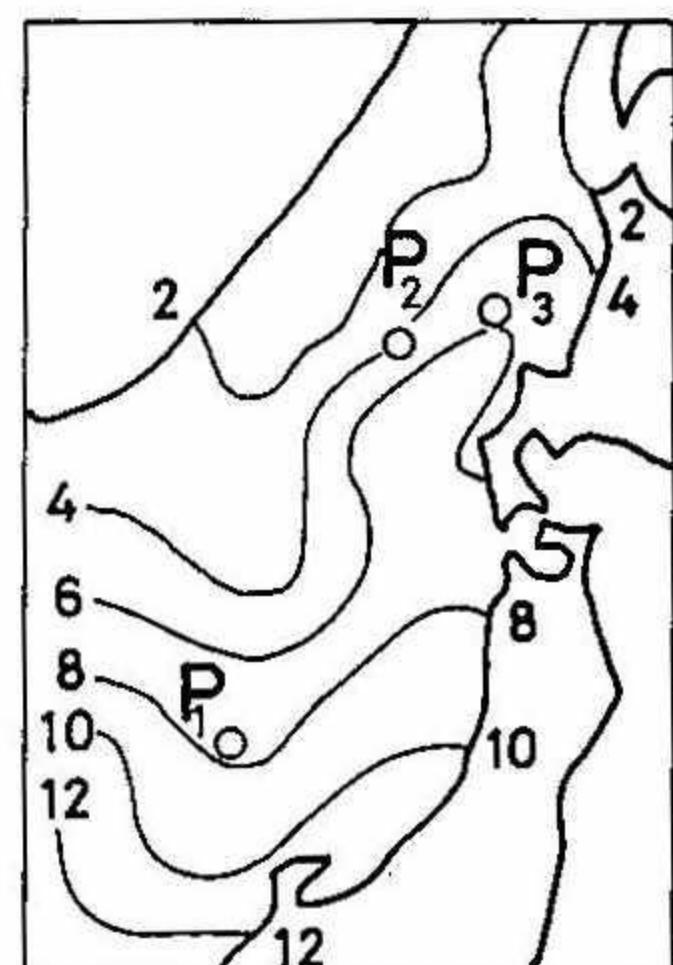
#### (1) 1974年1月28日

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に強風雪をもたらすことはすでに多くの報告がある。例えは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（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。

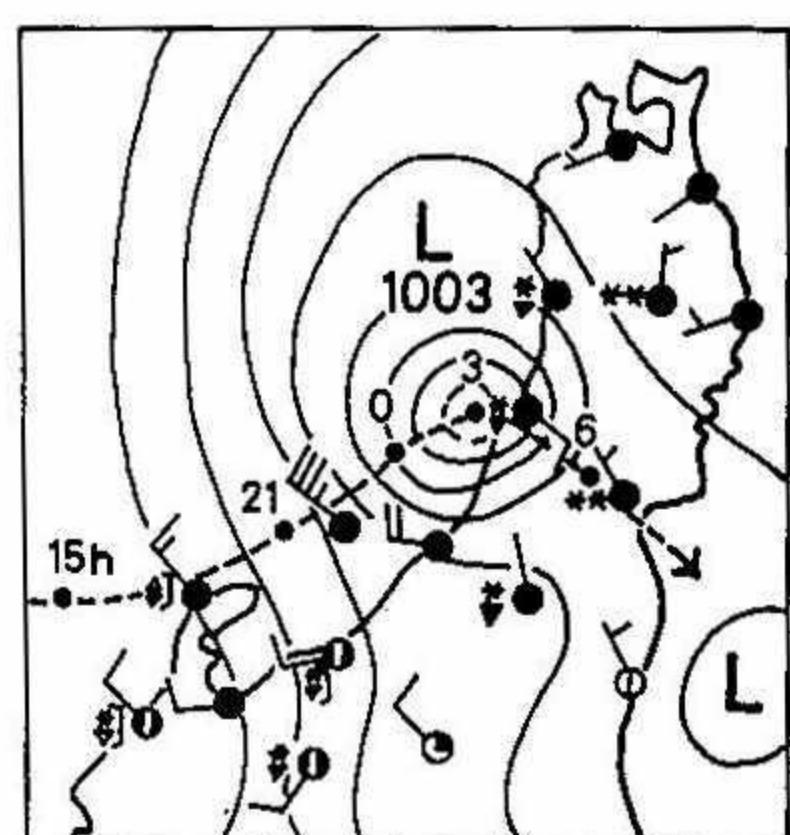
09時、日本海西部に発生した小低気圧1018 mbは、時速35 kmで東進し北陸沿岸を通過し、1003 mbで酒田付近に上陸し、仙台付近から太平洋にぬけた（第3図）。新潟、秋田のレーダースケッチの合成図からも典型的な小低気圧に伴なううす状エコーが見られた。規模は最大円形等圧線の直径とスパイラル状のエコーのおよぶ距離から見積もると約230 km，眼の直径は約30 km，眼のすぐ西側でエコー強度が最も強く、高度も6.4 kmに達していた。小低気圧に伴なう急激な気象変化は

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 (0140)，秋田：N 12.2 (0455)

② 眼の中には暖気核と寒気核の場合があり（浅井：



第2図 日本海の定期観測



第3図 局地天気図  
(1974年1月28日03時)

1973)があるが、本例は眼の中で $2^{\circ}\text{C}$ 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い多雪域がみられ、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57cmを観測した。眼が通過した酒田では、時間降水量は通過前0.5mm、通過後は2.0mm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7mmで雷を伴なつた。秋田では小低気圧の北側で時間降水量0.5mmとなり視程は500mまで低下した。

④ 小低気圧が佐渡付近にあった頃は、1時間に1mb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 $d=152.4\text{Km}$ のfine meshによる)

ア、小低気圧は $\varrho_{85}, \varrho_{50}$ の正うす度の中心からE~SE 500kmに位置している。

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

このように小低気圧でも、うす管が寒気側に傾いていると、発達のセンスがある。

## (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。

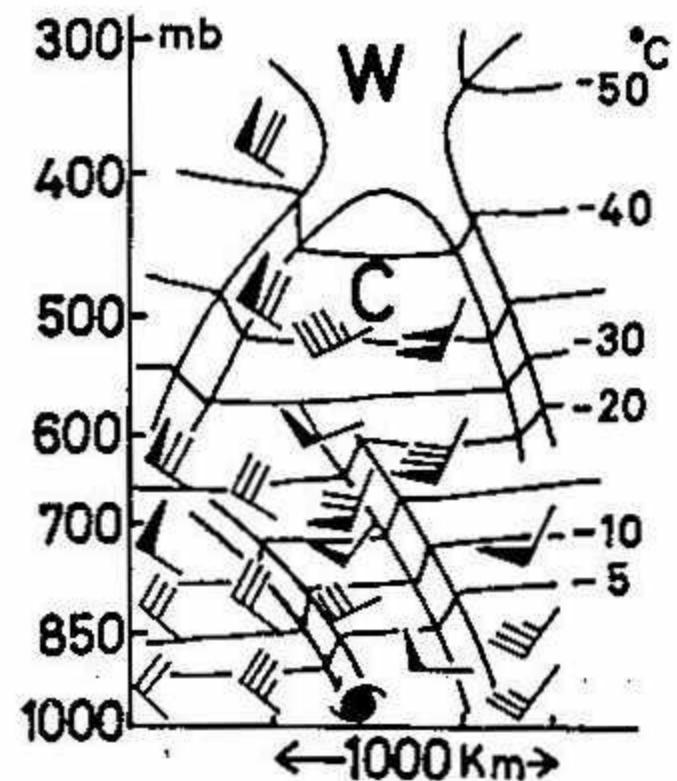
21日23時過ぎ、日本海中部( $39^{\circ}\text{N} 136^{\circ}\text{E}$ )の南方約30kmを通過した眼径約30km、エコー高度6km、規模約50kmの比較的小さな小低気圧によって最大瞬間風速 $27.8\text{ m/s}$ 、強いにわか雪、雪あられを観測し視程は300mまで低下した。このときの地上気圧配置は、発達した低気圧が日本海中部を通過し、北海道西部に達したころ、本州を縦断する主寒冷前線の後面の日本海に“Bent back occlusion”的な二次前線が走り、この線上で小低気圧が発生したものである。また上層では、小低気圧が発生した地表は850mbでは寒気移流の場で、500mbでは切離した寒冷うすの中心から南東400kmで発生した。気象衛星によるコンマ状の雲が、主寒冷前線の後面、500mb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。寒冷うすは時速80kmで東進したので、時間イソフ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650mb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700mb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、750mbより下層で潜在的な対流不安定層、900mb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800mb付近での弱い上昇気流が推定される。

寒冷うす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すと考えられるので、 $d=304.8\text{Km}$ で計算された力学的諸量との関係をみた。小低気圧は寒冷うすに対応する $\varrho_{500}, \varrho_{850}$ の正の中心域で発生した。これは小低気圧のうす管の直立を示すもので、小低気圧の非発達、短かい寿命(啓風丸付近で消滅、寿命約3時間)をもたらした。また $W_{90}$ 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にあった。

## (3) 1971年2月9日

冬季、石狩湾でしばしば観測されるうす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は



第4回 高層断面図(啓風丸)

ンサスが十分得られていら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（うす状エコー）が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）。

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

最近、うす状エコーが発生したという報告が相次いでいるが（例えは東管技術ニュース、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。これらの報告はいづ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発生例から総観場の特性を求めた。

1971~1973年1~3月、観測船啓風丸が日本海中部（P<sub>1</sub>；39°N 136°E），同北部（P<sub>2</sub>；43.5°N 138.5°E および P<sub>3</sub>；44°N 140°E）の海表面水温密集域（水温：1972, 1月下旬）で定期観測を行ない（第2図），延べ78日間のレースー写真が得られた。このレースー写真を調べると、うす状、弧状エコーの発生した日数は12日で、このうち500 mbの寒冷うすに伴なつて発生した日数が8日、前線に伴なつて現われたのが3日、P<sub>3</sub>周辺での収束雲によるものが1日であつた。地形効果のない日本海上でも前述の条件下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

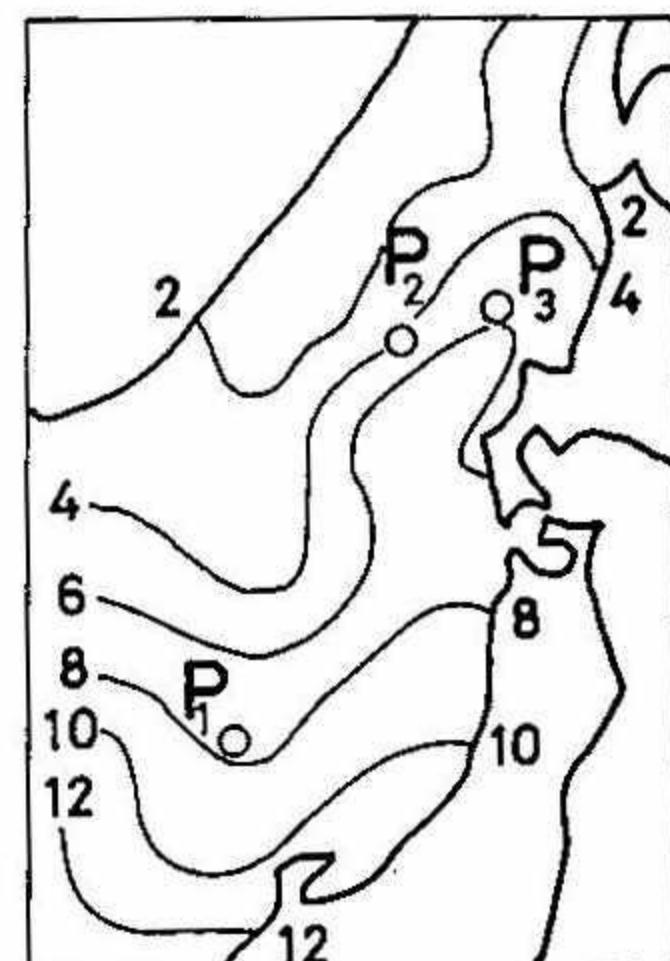
#### (1) 1974年1月28日

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に強風雪をもたらすことはすでに多くの報告がある。例えは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（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。

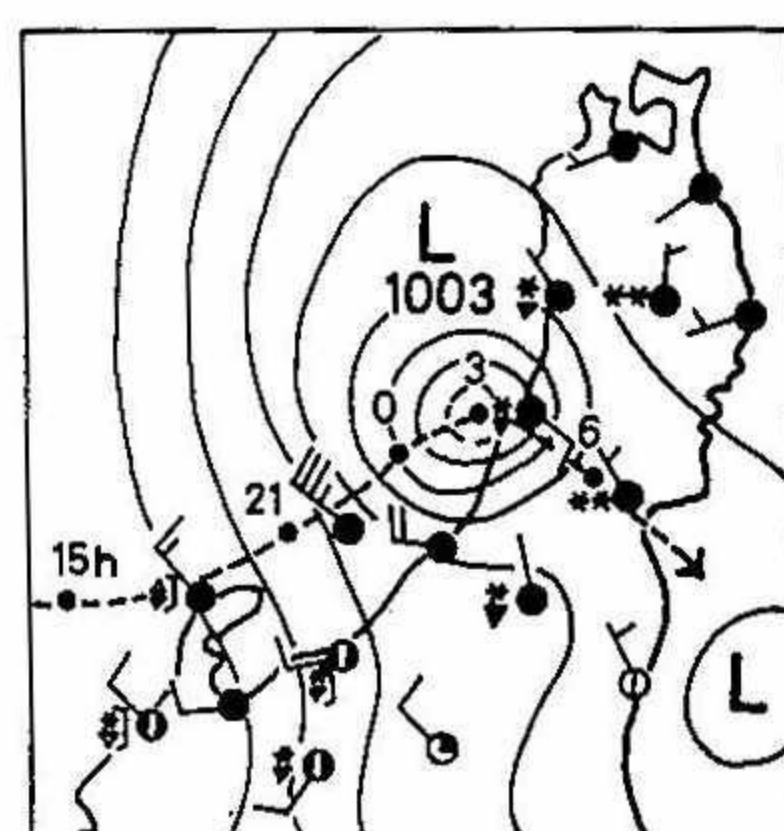
09時、日本海西部に発生した小低気圧1018 mbは、時速35 kmで東進し北陸沿岸を通過し、1003 mbで酒田付近に上陸し、仙台付近から太平洋にぬけた（第3図）。新潟、秋田のレーダースケッチの合成図からも典型的な小低気圧に伴なううす状エコーが見られた。規模は最大円形等圧線の直径とスパイラル状のエコーのおよぶ距離から見積もると約230 km，眼の直径は約30 km，眼のすぐ西側でエコー強度が最も強く、高度も6.4 kmに達していた。小低気圧に伴なう急激な気象変化は

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 (0140)，秋田：N 12.2 (0455)

② 眼の中には暖気核と寒気核の場合があり（浅井：



第2図 日本海の定期観測



第3図 局地天気図  
(1974年1月28日03時)

1973)があるが、本例は眼の中で $2^{\circ}\text{C}$ 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い多雪域がみられ、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57cmを観測した。眼が通過した酒田では、時間降水量は通過前0.5mm、通過後は2.0mm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7mmで雷を伴なつた。秋田では小低気圧の北側で時間降水量0.5mmとなり視程は500mまで低下した。

④ 小低気圧が佐渡付近にあった頃は、1時間に1mb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 $d=152.4\text{Km}$ のfine meshによる)

ア、小低気圧は $\varphi_{85}$ ,  $\varphi_{50}$ の正うす度の中心からE~SE 500kmに位置している。

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

このように小低気圧でも、うす管が寒気側に傾いていると、発達のセンスがある。

## (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。

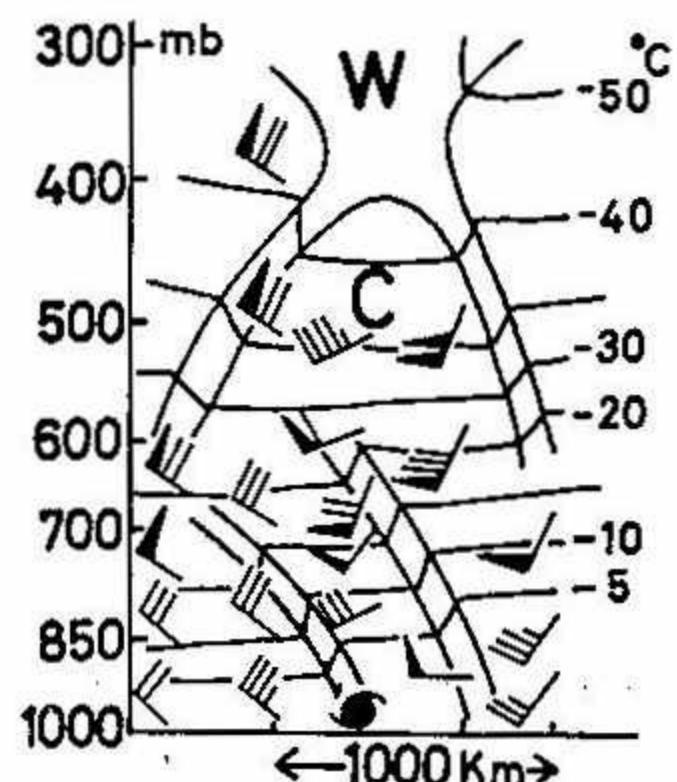
21日23時過ぎ、日本海中部( $39^{\circ}\text{N} 136^{\circ}\text{E}$ )の南方約30kmを通過した眼径約30km、エコー高度6km、規模約50kmの比較的小さな小低気圧によって最大瞬間風速 $27.8\text{ m/s}$ 、強いにわか雪、雪あられを観測し視程は300mまで低下した。このときの地上気圧配置は、発達した低気圧が日本海中部を通過し、北海道西部に達したころ、本州を縦断する主寒冷前線の後面の日本海に“Bent back occlusion”的な二次前線が走り、この線上で小低気圧が発生したものである。また上層では、小低気圧が発生した地表は850mbでは寒気移流の場で、500mbでは切離した寒冷うすの中心から南東400kmで発生した。気象衛星によるコンマ状の雲が、主寒冷前線の後面、500mb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。寒冷うすは時速80kmで東進したので、時間イソフ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650mb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700mb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、750mbより下層で潜在的な対流不安定層、900mb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800mb付近での弱い上昇気流が推定される。

寒冷うす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すと考えられるので、 $d=304.8\text{Km}$ で計算された力学的諸量との関係をみた。小低気圧は寒冷うすに対応する $\varphi_{500}$ ,  $\varphi_{450}$ の正の中心域で発生した。これは小低気圧のうす管の直立を示すもので、小低気圧の非発達、短かい寿命(啓風丸付近で消滅、寿命約3時間)をもたらした。また $W_{70}$ 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にあった。

## (3) 1971年2月9日

冬季、石狩湾でしばしば観測されるうす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こととされているが、本例は北海道と沿海州のほ



第4回 高層断面図(啓風丸)

は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風流、沿岸州から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)。

春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、500mbの寒冷うすが沿岸州と北海道のほぼ45°Nにそって停滞したため、連日うす状エコーが発生し、特に9日9時~16時の間には顕著なうす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、春風丸の北西から南東へ進し、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風と沿岸州から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、500mbの寒冷うすの中心の南東300 kmの地表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、うす状エコーの経路、寒冷うす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500mbまでのうす管の傾斜を示すものである。

③ 春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600mbまで高温(暖気核)、約850mbまで湿潤で700mbから下層では対流不安定となっており、500mb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  $d = 304.8 \text{ Km}$  で計算した寒冷うす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(うす管の傾斜)。また $W_{800}$ 、 $W_{600}$ 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時間以上と長時間維持したことに関係がありそうである。

## 5.まとめ

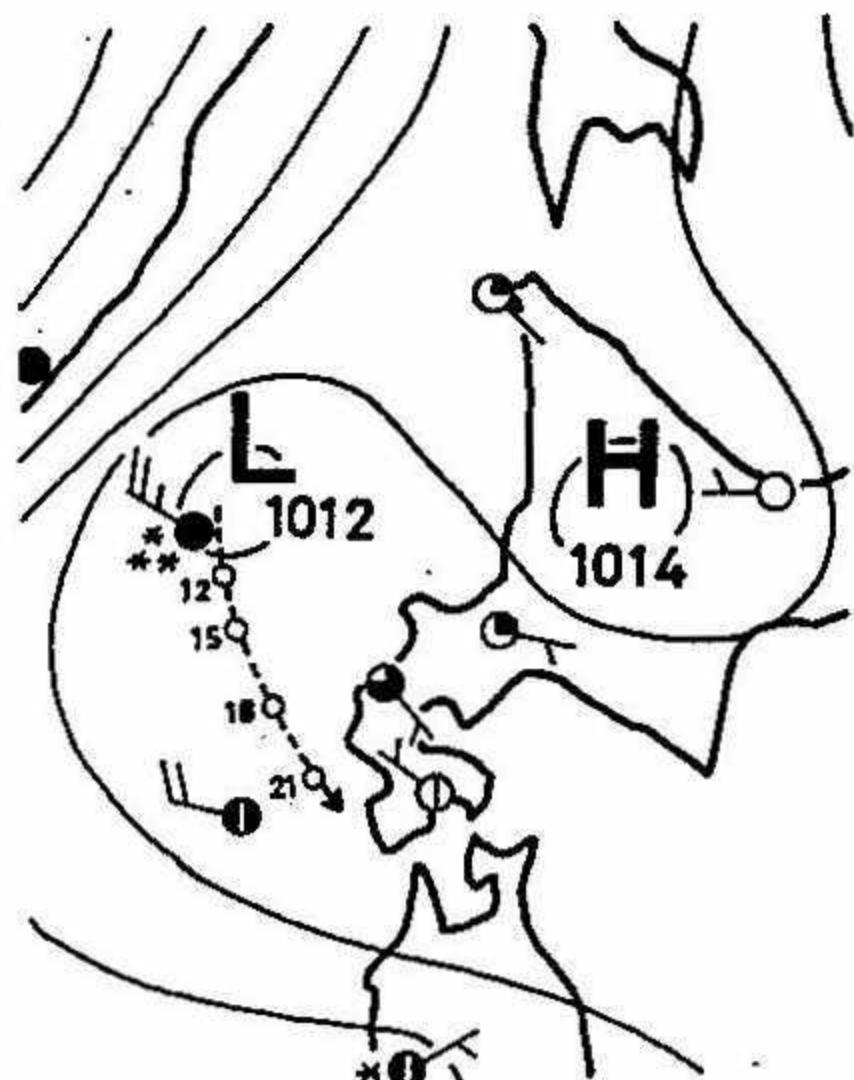
1. うす状エコーを伴う小低気圧は、上空の寒冷うすの中心から南東300~500 kmの地表または直下に発生することが多く、また、季節風下の Bent back occlusion 的な二次前線にも発生する。

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、うす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、うす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、強雪、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表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。



第5図 局地天気図(1971.2.9.09)

# 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)

気象庁予報課 国林俊雄

気象衛星が現れてから、『3×3のスケール』の端に伴う雲パターンが一望のところに觀察されるようになつた。

まことに、じょう乱のスケールについてであるが、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している。小規模じょう乱は小低気圧に、中規模じょう乱は中高規模低気圧——の名稱は普通は使われないが——、大規模じょう乱は低気圧(観測スケールの)に対応して『3の3』と算者はみなして『3×3』かし、二九等の用語は使う人によりニュアンスを異にしているし、多少混乱している点もある。

1. 算者は二等では、(A) 波長100km~300km、大きさ数10~200kmのその巨体規模じょう乱(meso scale), (B) 波長700kmくらい、大きさ300~400kmのその巨中規模(medium scale)じょう乱, (C) 波長2000~3000km、大きさ700~1500kmのそれを大規模(synoptic scale)じょう乱と呼ぶことにておく。例へば(1)は石狩湾小低気圧, (2)は土佐沖低気圧や梅雨前線上を次々に通過する低気圧, (3)は普通の低気圧(cyclone)を指すことをなす。しかし(土佐沖低気圧を小低気圧の1つに入れて者)の人もあらうだ。また石狩湾低気圧は小低気圧以下だと考へる人もある。

2. 気象衛星からは、雲パターンの直徑数10~1500kmくらいの同じ種々のスケールのものが観察される。直徑数10~200kmのものは連続して多い(雲と雲との間が連なつて)。直徑300~400kmのものは波長(間隔)が平均700km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気圧図ではしばしば見落されることは多くある(データ不足で書けない場合も含めて)。直徑700~1500kmのものは、優に1回目ながら、それ以上の大きさ、勢力になるとことがある。中心気圧でも960~950mb以下のことは少なくない。冬季(特に3月)にはそうである。冬季の高緯度(45~60°N)は「低気圧の墓場」ではなく、低気圧の終焉期の場である。実例をスライドで示す。

3. 大雪、とくに平野部の局地的大雪は小低気圧によって生じられ  
ることが多いが

(1) それは單に円形雲パターンによるものでなく、帶状(または紐状)雲に伴つてできることが多い。  
そしてその小低気圧は帶状雲の尖端(風に向って帶状雲が流れている場合その风下の部分)にできるのが普通である。種々の実例はスライドで示す。その帶状雲は700~1500kmの長さである。

(2) この帶状雲ほどまで現れることが、特に南高海峽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面に伸びるものの発生頻度が大きい。

(3) この帶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、帶状雲帯を移動するにつれて次第に大きくなる。最初

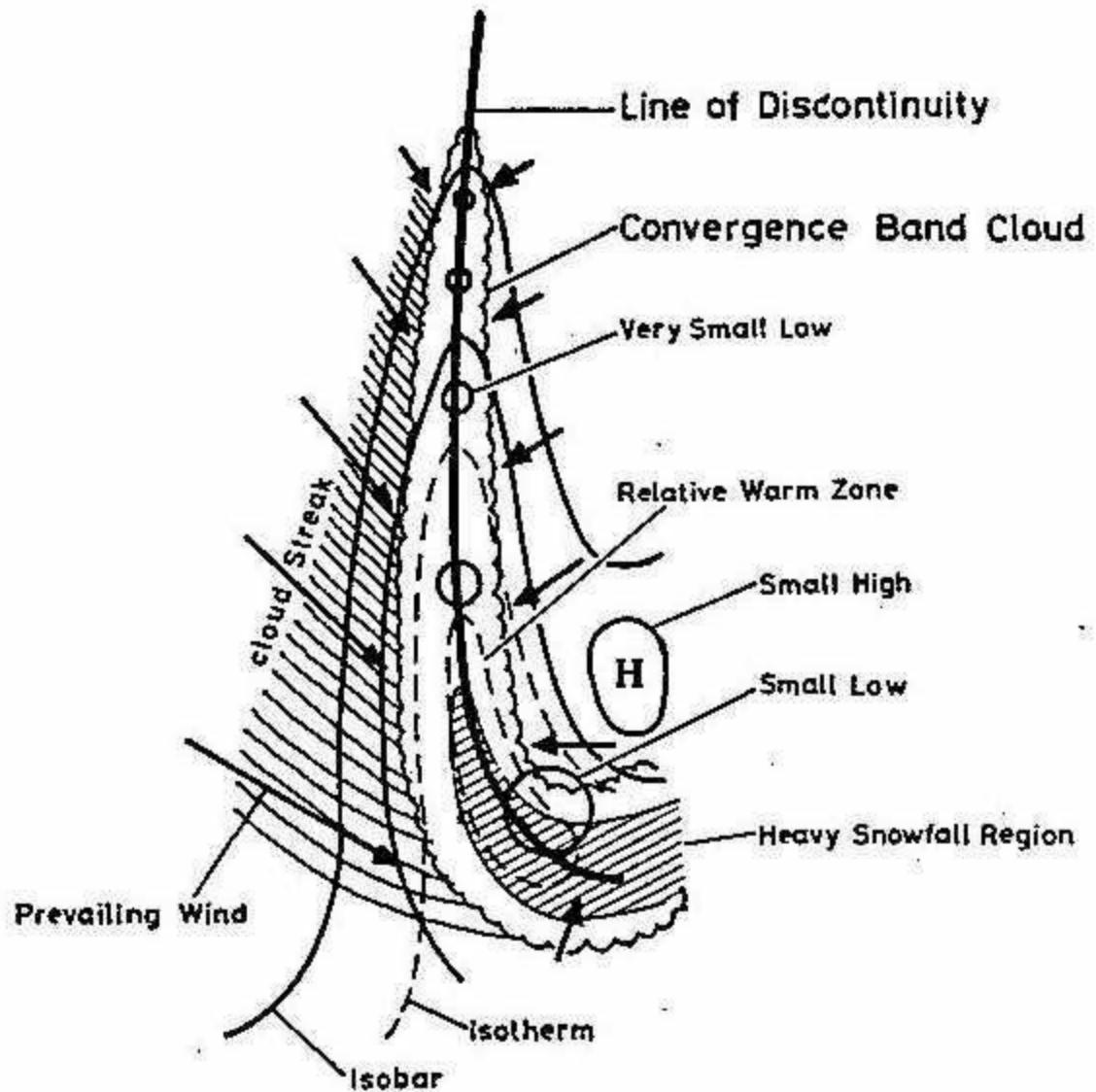


Fig. 1 收束雲(帶状雲)と小低気圧、温度場、風の場との関係模図 (国林, 1972)

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。帶狀雲と小低気圧など、相対的位置関係などを模式的に示したのが第2圖である。

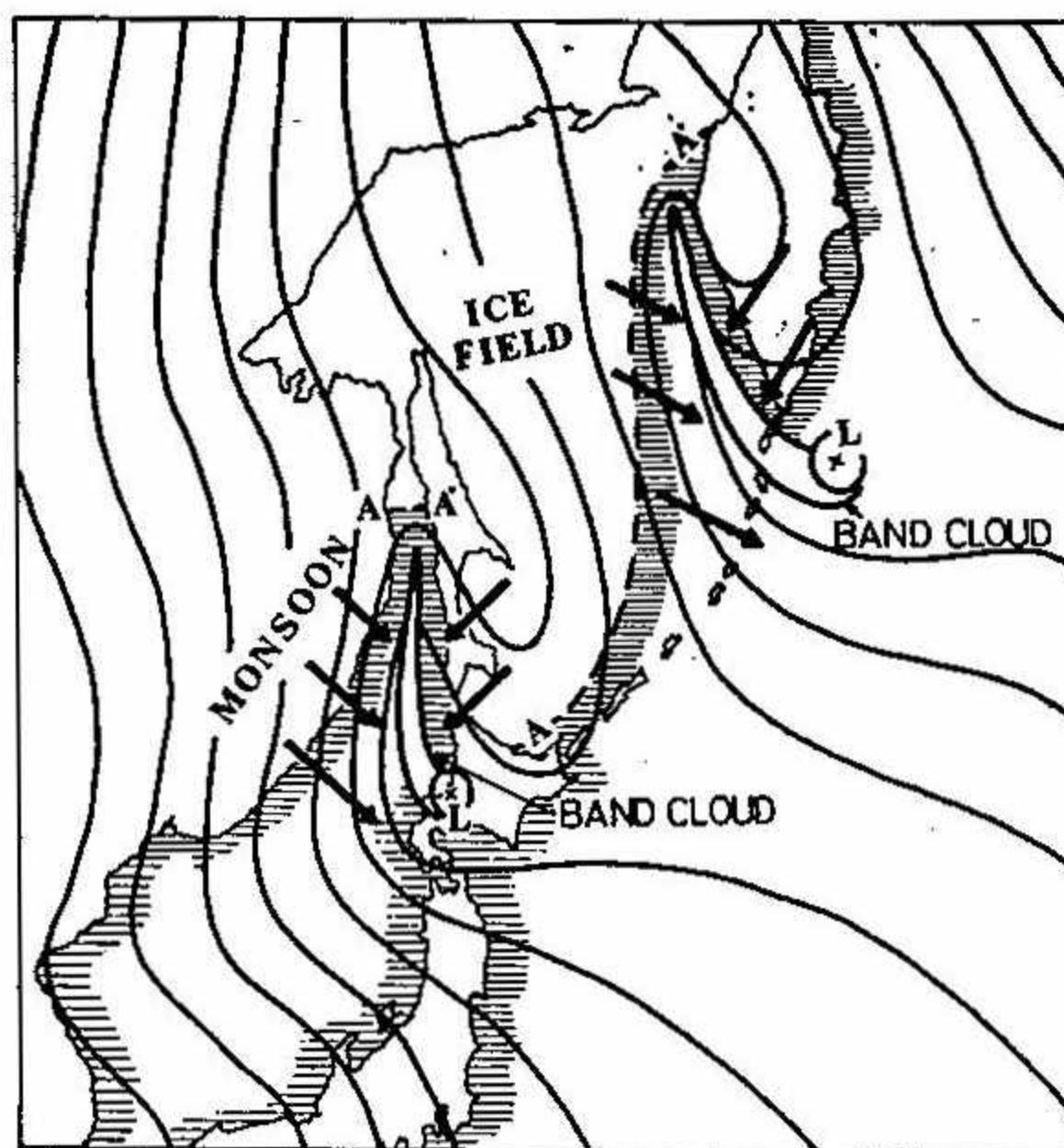


Fig. 2  
海水期の間宮海峡、オホーツク海の気圧配置と収束雲、小低気圧の発生のモデル的説明図（図中、A-A' は海水の境界線、BAND CLOUD は帯状または収束雲、L は小低気圧を示す）  
(園林, 1972)

- (4) 2 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。  
(かし cold low もあるという報告がある。)
- (5) 2 の thermal low をつくる機構は、冬季の陸地と海洋(2 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、平均的に云へば、陸地は-5~-20°C、海上は十数°Cという大きな気温差に原因するものである。
- (6) 帯狀雲として小低気圧が間宮海峡にとくにできやすいのは、間宮海峡の地形のせいだろうと、冬季はオホーツク海の海水の影響によっていためと考えられる。それは、冬季のオホーツク海の“海水原”は気象学的には大陸地としての役割を果すと予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”が合せて一つの大陵となり、それとシベリヤ大陸との間に生まれた間宮海峡は準定常的に楔形の低気圧部になるからである。それを模式的に示したのが第2圖である。カムテヤツカ半島と“海水原”には生まれた不一つの海東部に相似の現象がおこるといふ類似の現象があることをして説明できる。

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。これらについてはスライドで説明する。

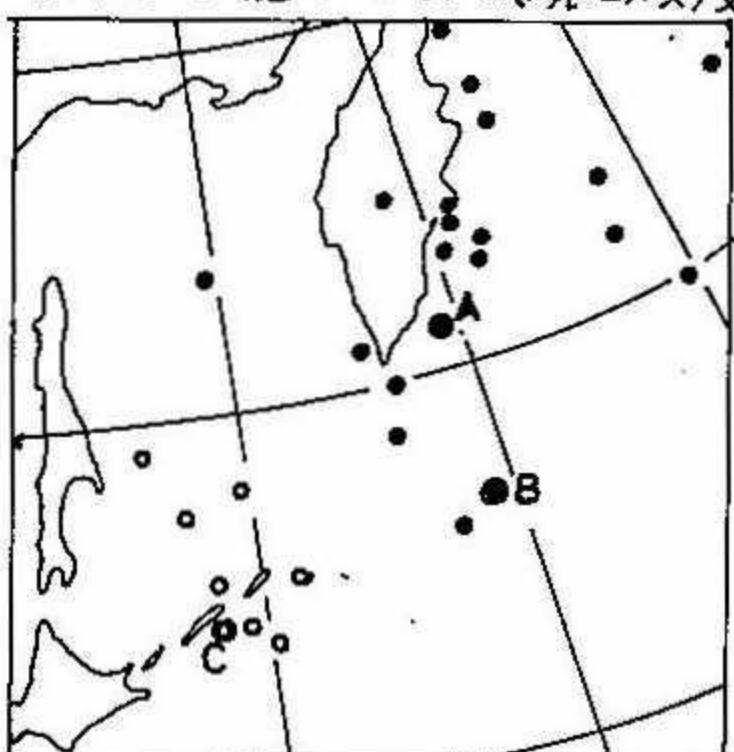
5. 長大な帶狀雲(長さ約1000km)の成因は Eliassen と deformation field の理論で説明つくようなのでそれについて考察する。

# 低気圧の後面の流れによる大雪

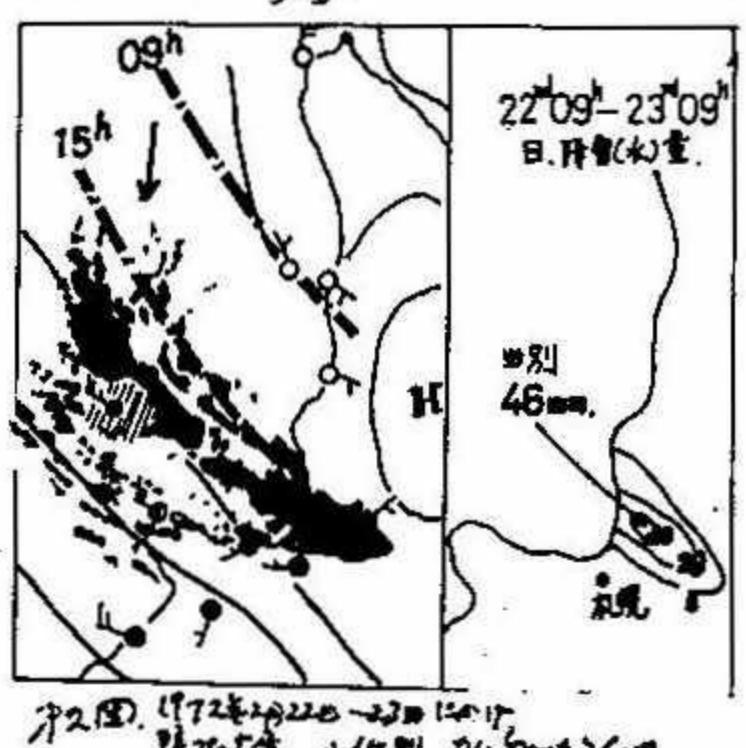
札幌管区(支那) 森松照男

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渦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ときにたらさかるかを特徴的な構造を持つタイプ別に分類し検討を加えてみる。

まず、従来から言われているように大きく分け季節風型大雪と小低気圧型大雪とは分類される。冬期の雪エコーの走向は850 MB面の風向にはほぼ一致しているので、この面での風向と比較してみると小低気圧型では主な流れは北西東限に限られていふが、季節風型では西南西へ北と範囲が広い。レーダーエコーを見ると季節風型では線状エコーが主で、1本に集中して停滞すると局地的大雪となる。小低型では渦状エコー(暖い渦流状エコーになる)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の風向が陸内北~北東と札幌の北西との間にシーガーが存在し、地上では収束線があり、その上に弧状エコーが位置している。このエコーと境に西側は寒気の変質、湿润化によって出来た雲に覆われ、東側ではしばしば伏晴域を伴っている。この大雪時にメソマップを作ると、北海道西海岸に1mb毎の等圧線が閉じた低圧部が描けますがどうぞの低気圧が存在するところが多い。このためこの種の大雪を総称して小低型大雪と呼ぶ。この小低型にも構造の上、ふつうは発生の主因が明らかに異なる形態があよくわかるてきた。今回はこの臭いも検討を加え、特徴的な構造を除く型に分類し、典型的な例の解析を行なう。第1回は、従来、小低型として解析された例を中心にして行なう。まず、850 MBの位置で分類したものである。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ふつうとに分かれていることがわかる。低気圧の位置が見ると前者(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、気圧傾度がゆるやかである時の大雪で、後者(エトロフ型)は低気圧の強烈な循環内の大雪となっており、寒気ドームの大雪や成因位置からみると850 MBが異なる。これら二つの例を以て分類解析する。



第1回 小低型時の850 MBの循環の位置  
大雪



## 1) 季節風未期の小低型大雪(カムチャッカタイプ)

1972年2月22日～23日にかけ、弧状エコーによる大雪が北海道平野にかけて40mmの層状の大雪が降り、地表最大降雪量(46mm)は46mmに達した。低気圧の位置は第1回のB点で、気圧傾度のゆるやかな時の大雪である。該観測として、500 MBの強風域が東北南部を南下し、沿岸域～オホーツク海は大雪となり、シードローラーにより、高層シーケンスでは、700 MB付近の背後寒気ドームが存在し、その下は状態の複雑な湿潤断熱壁に乗り、不安定である。また850 MBでは、本道西海上(シンドの西側)は北西の流れとなっており、北海～北北東(東側の晴天域)と、間には風向のシーガーが存在する。その上は弧状エコーが存在している。また、この面での寒気軸は沿岸域→東北北部、さらに稚内南部→道東へ延びており、弧状エコーへ伸びては、相対的に暖域となる。この特徴的な温度場が収束線-弧状エコーの発生に寄与していることは他の例からも多発する共通性を持つことである。また700 MB面の寒気ドームの中心付近の大雪となる。

次に、北海道実況図では弧状エコーの西側では雲域、東側では晴天域となること(ESSAの予報でも同様)

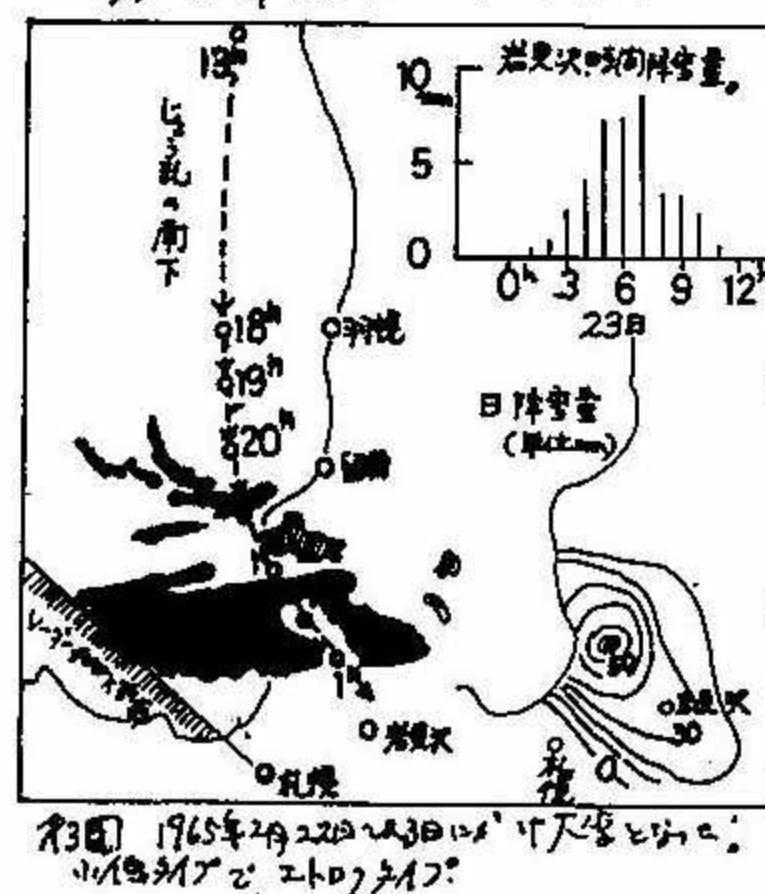
この他、数例も同様な解析をしたところ、降雪量や強度に若干差はあるが、ほぼ同じ特徴を備えており、上述の特徴がカムチャッカ

型へ一般的な形状と言えよう。この孤状エコー(帶状エコー)の寿命<sup>(27h)</sup>見ると規模じみたる現象といえる。この場合、スケールとしては100km、寿命は6-12時間程度で、この現象の中には小規模な渦性じょう乱も含めたり、降雪の強弱及び影響しあう。この翌日、渦状エコーと大雪が降ったが、構造的には見え、このオムチャッカ型に入る。

#### ④. 低気圧の強・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日朝にかけて能登平野、若狭湾を中心とした帶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易島別方面を通り岩見沢地方に達している。またメモ天気図では、12時頃、袖内で強雪があり、21時には羽幌の風向が西北から北東に変わり、同時に雷雨も同様に変化を示した。明け方にはじみたる南下も覗かしより、第3回で見られたようにエコーにもじみたる乱れ南下移動が見られた。細かい見ると、従来から存在していた季節風バンドエコーは北上して南下したじみたる乱れ室なり、通過時は大雪となる。この短時間集中的降雪であり、スケール、寿命、降雪強度など見て明らかに中規模じみたる乱れによる大雪と言える。このじみたる乱れの発生につれて次述べよう。この位置が低気圧の中心で、エトロフ島付近で停滞し、既に閉塞となつた。このため低気圧の北側では東よりの風がオホーツク海南部から日本海北部へ湿润な暖気が侵入している。これは850MBの湿润域、等温線の移動が見えて明白である。この北東からの暖湿気流(下層)の上に、じみたる乱れの発生時即ち600MBに達する寒気ドームが赤道に来つた。このため大気の安定度は悪く、油不安定となる。この状態は何らかのトリガーで発生した乱れが発達して季節風バンドと室量の大雪となる。低気圧がエトロフ付近で走つたことは、北海道の地形が重要な関係があることは勿論で、この位置の地上低と上空の寒気ドームは寒気流との位相関係から下層暖気、上層暖気となり、対流不安定に好条件となりやすくなる。以上、小低型大雪の解説例で、次季節風型の大雪例を掲げてみる。

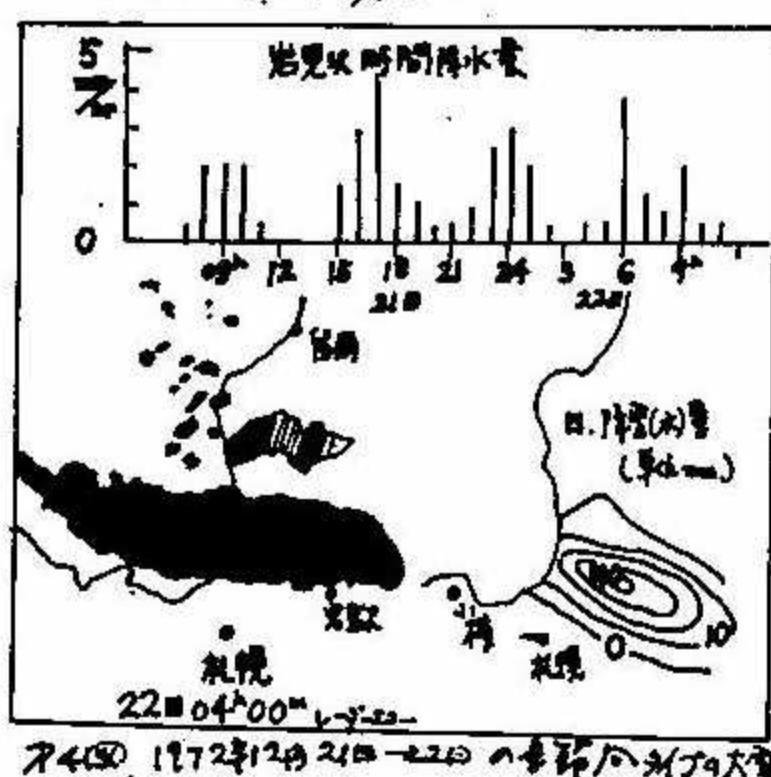
#### ⑤. 季節風型の大雪例



第4回で見られたように季節風型の大雪は、しばしば集中化したバンドエコーによって発生する。この例では帶状の降雪集中域(約20km)を南北軸のバンドの走向と一致している。この時、4回で見られた岩見沢の時間降雪量は6時間前後の明確な周期変動が見られた。レーダーエコーを見ても同様に大雪をもたらすバンドエコーが6時間前後の周期で盛衰を繰り返していることがわかる。総觀規模では、ほぼ通常の状態が続いており、大陸寒気の移流場が陸続していった。この安定常な西地西流にじみたる乱れが発生し成長消滅のサイクルが(24-6時間)である。レーダーエコーよりこの過程が明確にわかる。大陸寒気が日本海で変質、不安定化したこととこの中規模じみたる乱れの現象をへてその発達状態にとどまるのである。代表スケールは100km、寿命は6時間であるが、この例は同じく季節風型の大雪例と同様なlife cycleが見えた。

#### 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、湿润化して潜熱、飽和の不安定エネルギーが中規模じみたる乱れに組織化され、その結果として大雪が生じる。これと対照して季節風型、小低型、相手ヒビア風として分類される。この中規模じみたる乱れは、季節風型ではバンドエコー左右晴れを特徴とする構造を持つ、小低型では、孤状エコーは左右非対称である。さらに渦状エコーは形態変化する場合があり、個々の現象をじみたる乱れとに理解し、構造及び発生と分類、検討する必要がある。



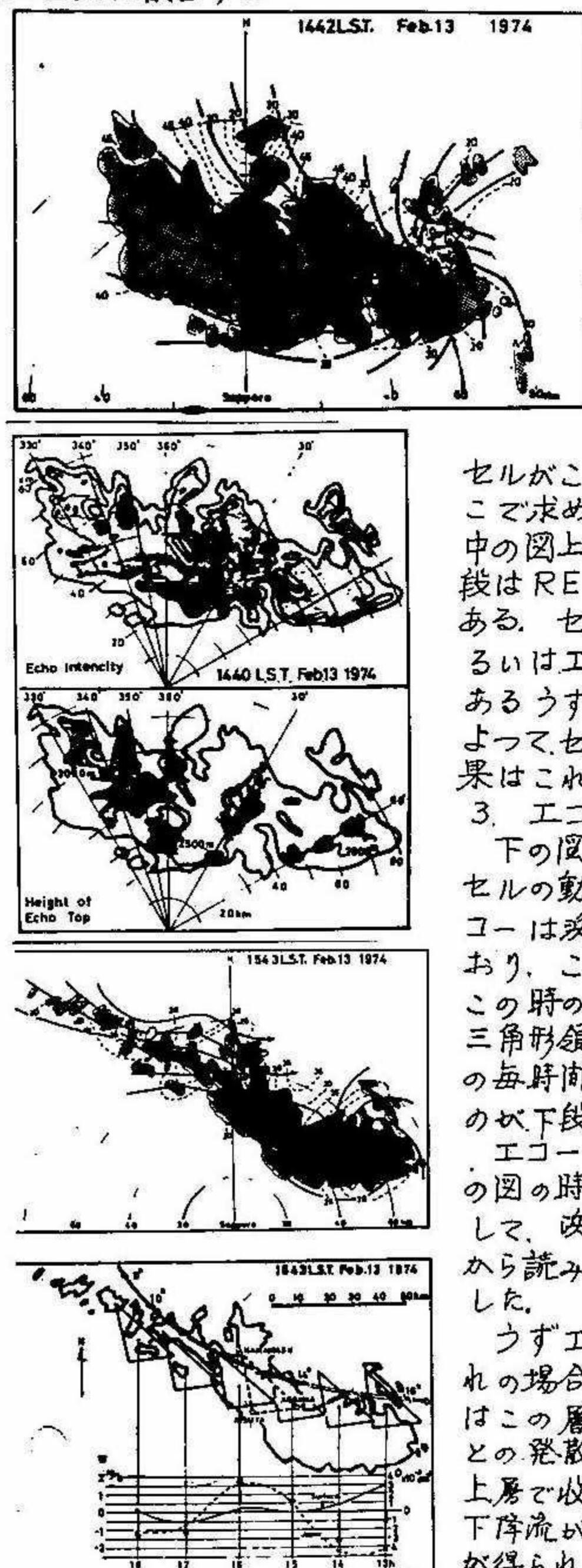
以上

## うずエコーの構造と発生の条件

(要旨)

札幌気 七沢 謙

日本海で発生する冬の小低気圧は、レーダーでみると低気圧性に廻り込んでいる対流セルから構成され、パターンの進行前線にはつきりしたうず循環が認められるので、レーダー気象の分野では“うずエコー”と呼称している。筆者は、冬の対流性エコー全般についての調査をここ数年行っているが、その一部であるうずエコーについてこれまでに得られた結果を次に報告する。



### 1. うずエコーの特徴

セルの動きを追跡すると、僅かに異なった方向で弧状に配列されたセル群がエコーパターン中央部で合流し、パターンの進行前線で低気圧性に収束し、うずを作っていることである。形の上ではうずエコーに似ているが、いわゆる“弧状”エコーにはこのうずが認められない。

### 2. エコーの合流

上の図は札幌レーダーが観測したうずエコーについて、エコーセルの10分間の動きから求めた流線とセルの移動速度分布(Km/h)である。エコー頂高度が2000~2500mなので、

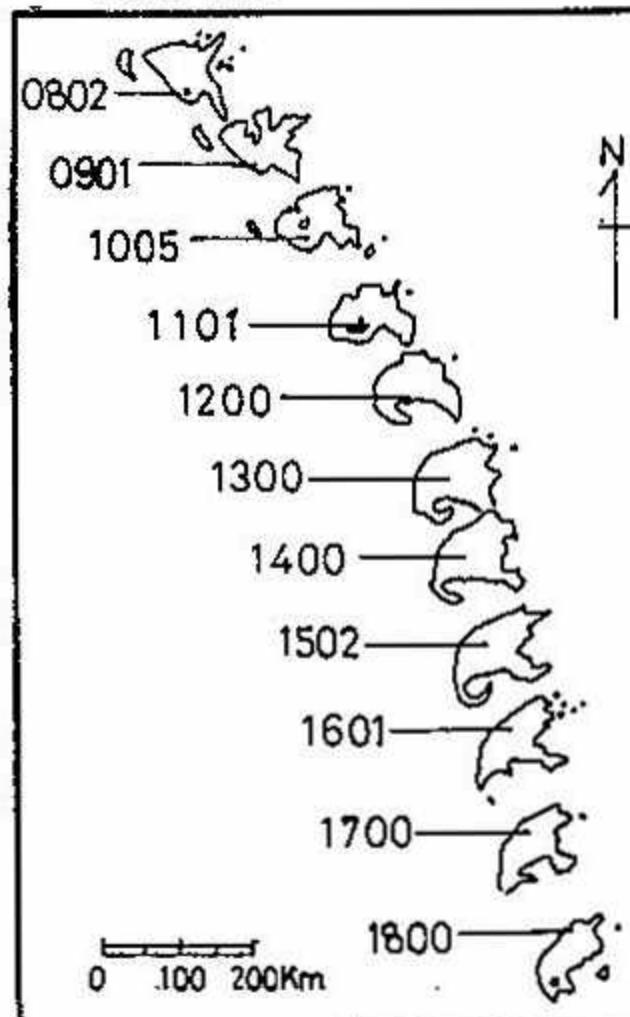
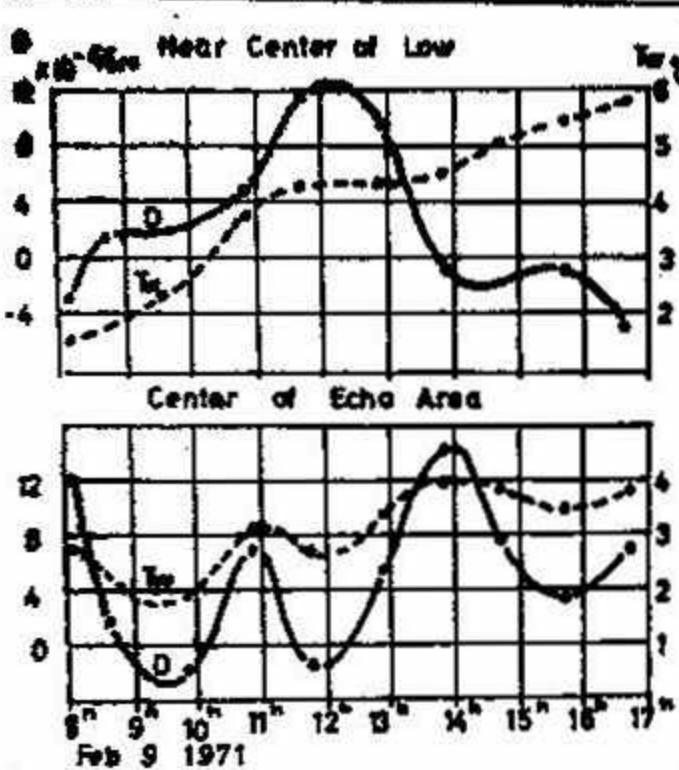
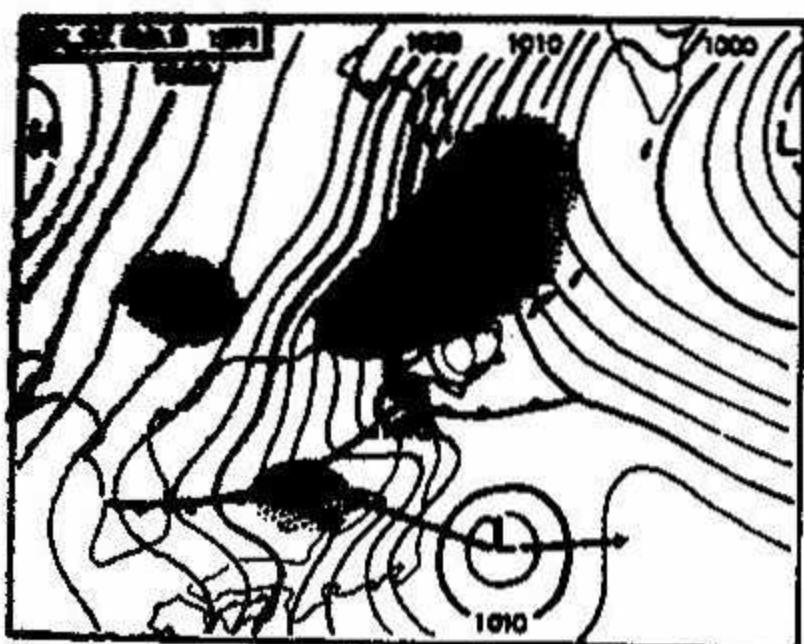
セルがこの高さの中間付近の风で流されると考えれば、ここで求めた流線等は850mb高度面のものとみなされる。中の図上段は同時刻のエコー強度分布(三段階表示)、下段はREIで求めたエコー頂高度分布(500mごと)である。セルの合流が始まる付近でも、顕著なエコー強度あるいはエコー頂高度の増加は認められない。セルの集中があるうずの部分では、むしろ強度が減少している。合流によってセルが併合し強まることも考えられるが、上述の結果はこれを否定するものである。

### 3. エコー域内の発散分布と鉛直流

下の図上段は、1時間後のエコーパターンと10分間のセルの動きから求めた流線並びに速度分布である。このエコーは浜益・厚田・若狭を結ぶ三角形領域を次々と通過しており、この時刻はエコー中央部の通過時に当っているので、この時のパターンが時間的に終始変わらなかったと假定して、三角形領域にエコー侵入が始まつた13時から18時までの毎時間ごとに、エコーのどの部分が通過したかを示したのが下段の6ヶの三角形である。

エコーセルの動きから求めた各三角形領域の発散量を下の図の時間グラフで破線で示す。一方、地表面の発散量として、浜益・厚田・青山の3農業気象観測所の風の自記紙から読みとった値を使って計算し、時間グラフに実線で示した。

うずエコーについて過去数例の解析結果によると、いずれの場合も700mb附近に安定層があり、積雲対流活動はこの層で抑えられているらしい。従って上の層と地表面との発散量から鉛直流が求められるとして計算した結果、上層で収束、下層で発散のうずの中心付近で2m/sぐらいの下降流が、またパターンのほぼ中央部では同程度の上昇流が得られた。パターン全体の動きが20Km/hぐらいに封じ



り返しながら移動してゆくことが明らかである。

#### (4) うず発生と気流系

岡林等は気象衛星資料を使って、うずエコーの発生には、方向の異なる二気流系の合流が必要であると述べている。しかし、うずを伴なっていない弧状エコーでも二気流系の合流が行われているので、うず発生の説明には充分とは言い難い。今迄の断面図解析の結果から、うずエコーの上空700mb付近には常に安定層が存在していて、これが積雲対流の活動を抑えるようになっていて、ある限界に達すると穴が空くのではないか。また発生時には、北海道が高圧部になってしまって、うす生成にはこれから気流系も考えられる。

セルの動きは30~40 km/hなので、エコー中间部の上昇流で飛達させられたセルは風によってうず部分に運ばれ、ここで強い下降流があるので浮遊雪片も強制落下するためセルの急速衰弱が行われるものと考えられる。またこのことが大雪をもたらしやすい一つの因ではなかろうか。

#### 4. うずエコー発生の条件

##### (1) 上層の寒気との関係

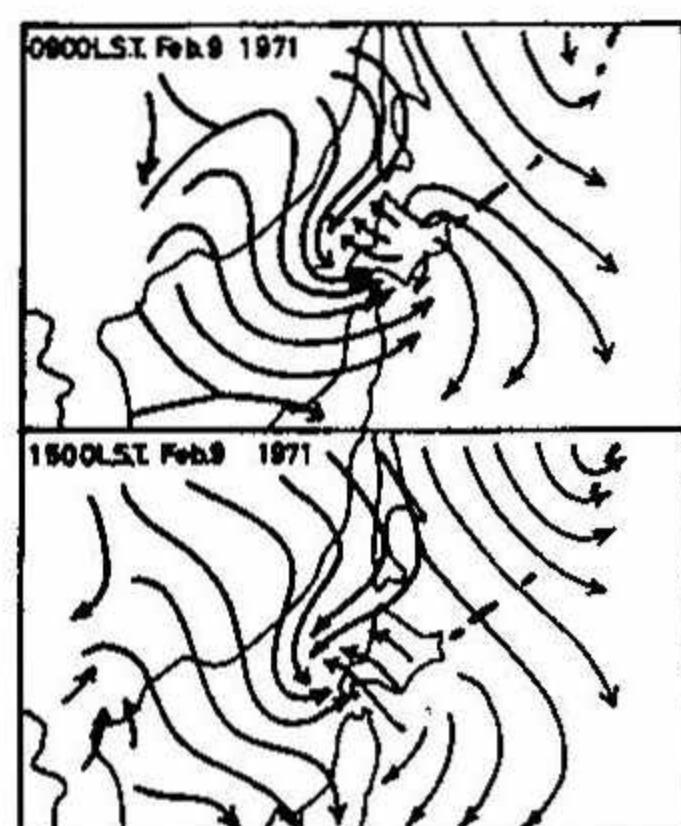
うずエコーは、主低気圧がカムチャッカ方面に去り季節風の吹き止しが収まつたとき発生することが多い。また上の図で示した天気図型でもうずエコーが観測される。両者に共通していることは、500mbで-39°C以下の寒気が日本海北部に侵入している場所で発生していることである。当然のことながら暖かい海面からの大量の水蒸気補給のあることが考えられる。

##### (2) セルの動きから求めた発散量と水温との関係

上の天気図は啓光丸レーダーが日本海北部でうずエコーを観測した時のものであるが、この五日前に同船が付近海面一帯の水温観測を行っていたので、エコーアーと水温との関係を求めることができた。その関係を示したのが左の図である。ただし、エコーアーの増減の代りに発散量の変化を用いている。上段はうず中心附近の発散量(実線)と水温(破線)との関係を示しているが、大きな相関は認められず、強いて言えば逆相関である。一方、うず中央部の多エコー域では、セルの発散と水温とが良く対応しており、ここで水蒸気が上昇流によって上方へ大量に運ばれ、強い対流活動が行われる様子を物語っていると言えよう。

##### (3) うず発生の過程

左の図は啓光丸レーダーがとらえたうずエコーの一連の変化過程である。位置的には北海道と沿海州とのほぼ中间の海上なので、地形の影響による変化は考えなくとも良い。8時のエコーパターンで上方が衰弱中のうず部分である。10時に始んどこの部分が消滅すると同時に、エコーの中央部で新らしく穴があき、この穴を中心としてセルが低気圧性に回転しうすが形成されてゆく過程が13時までである。その後衰弱に向って17時に消滅、18時にまた新らしい穴が観測されている。この結果からみて、うずはそのままのまゝの形を保ったまゝで移動するのではなく、6~8時間の寿命で発生消滅をくり返しながら移動してゆくことが明らかである。



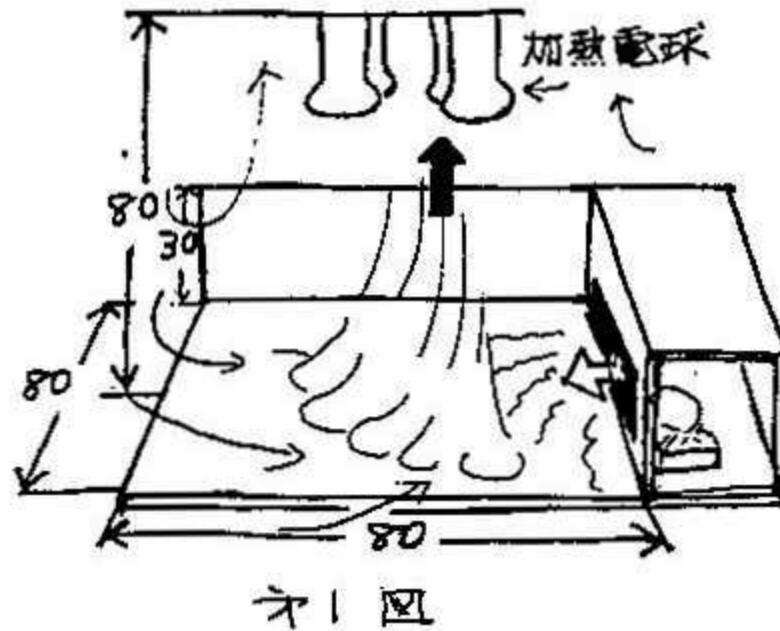
以上

# 室内実験でのウズ巻き発生の条件からみた石狩湾小低気圧発生の条件

山崎 武 (札幌市在住)

既に知られているように (Takeshi YAMAZAKI : 1973, A Laboratory Experiment on Composite Tornado-like Vortices Formed by the Interaction of Horizontal Shear and Vertical Instability, Jour. of Fac. of Sci., Hokkaido Uni., Series VII, vol. IV, No. 2.) ドライアイスの霧(以下寒気流と略す)を用いた室内実験でウズ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、石狩湾小低気圧発生の気象条件を数量的に表現する試みが試みられた。

《実験の要点》 a. 装置をオ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。再び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さになると、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ひ上昇気流となる(黒太矢印)。



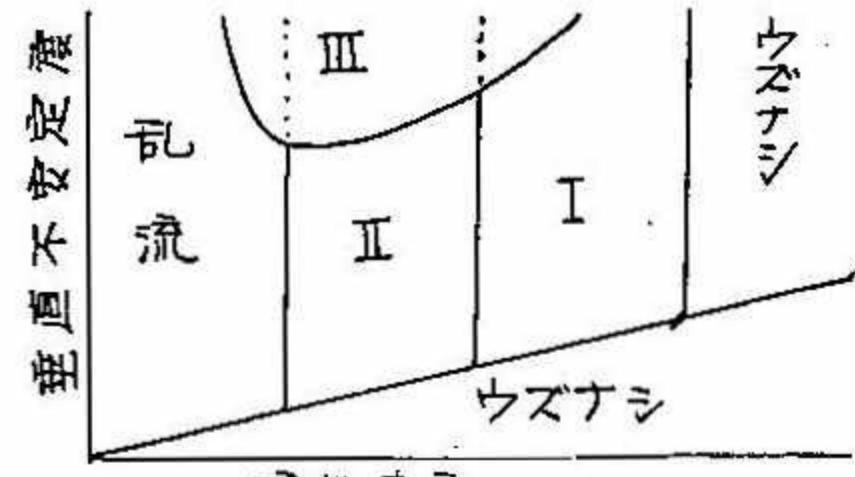
発生したウズ巻きは寒気流の窓口での流速と垂直不安定度(以下不安定度)に応じて三種類のものであった。それ等の特徴をオ1表に示す。流速と不安定度とウズの種

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

類との関係をオ2図に示す。

- b. i) 暖気流・寒気流が存在し。  
 ii) 両気流の流速が適度の大きさで前線を作り、  
 iii) 成層が不安定で、  
 iv) 両気流の流れの向きの違ひがウズ度を供給する。

《石狩湾小低気圧》これまでの多くの報告によるところ、石狩湾小低気圧(以下小低)には種々のタイプが含まれているようである。室内実験の結果を参考発生の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。

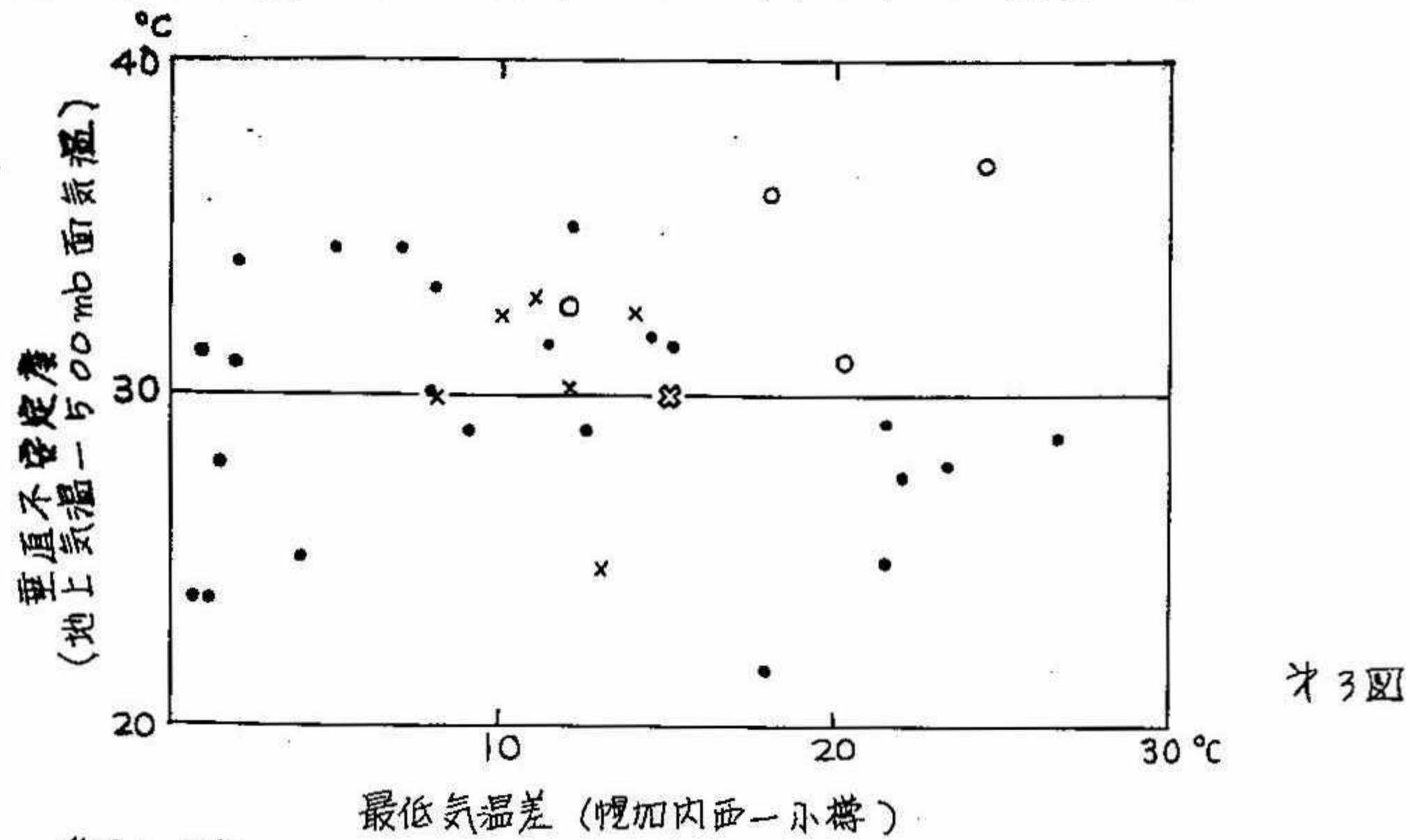


オ2図

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。)  
 《解析》発生条件の解析はオ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時の地上ヒ500mb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みにくないので、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、西幌岬内、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・室蘭・稚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、41年2月14日、42年1月16日、43年1月26日の体例である。 40年1月27日

結果をオ3図に示す。白丸は小低が発生した日、黒丸は発生する前後の日の値である。(なお、○; × は水平気温差に幌加内西一小樽を採った例である。)



#### 《まとめ》

オ3図をみれば分るよう、小低発生日の最低気温の差が $12^{\circ}\text{C}$ 以上、地上と $500\text{ mb}$ 面との気温差が $30^{\circ}\text{C}$ 以上のヒミに発生している。再に丸印の4例は、播磨屋(1970)の解析によれば、4例とも移動性であり、X印の例は河野・孫野(1967)によればこの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とか知られている。解析例が少ないのを断定は出来ないが、最低気温差が大のヒミ移動性を、小のヒミ停滞性をもつと同時に、停滞する主ウでの周辺に移動する小規模の副ウでをもつといふ小低の性質は、オ1図のTYPE I, IIのウでの性質と似ているといえよう。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。

## 冬の低気圧による電力施設の災害について

栗原正之 (北海道電力 機械研究所)

### 1 まえがき

電力施設には災害災害とうけやすいう架空送配電線路や、発電所の屋外機器が多くあり、これらは機械的、電気的に充分健全車をとり、異常気象條件下においても事故にならぬよう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づいて大災害が発生しているので、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

#### ① 着雪害

冬季間発生して北海道の近くを通る低気圧には、日本海型、ニッコ型、太平洋型に大別されるが、上戸に寒気団、気圧の谷、ジエントストリーム等があって発達の場にあると、いずれの型でも、1時間1ミリバールもの急速発達をして、北海道は暴風雪におそれられる。

このとき低気圧が北海道の南岸を通り、車側のリップによって移動速度があがくなり、閉塞された様な状態でのこと近辺のみぞれ銀城の中では、電線に雪が附着して簡型に発達する。「電線着雪」現象が広い地域に起こる。しかもこの着雪は含水率が30%になると比率0.5~0.7の重いものであり、風速20m/sec. もの強風の中でも脱落せず発達するため、電力線の断線や支障物倒壊の大被害端をえらざることがある。

図1は昭和47年12月1日 道北 道東地方に大雪害を起したときの種内近辺の送電線路の倒壊状況であるが、風速20m/sec. 以上もの暴風雪の中で、直徑20cmに達する着雪が、道北地方において送電鉄塔60基、電柱機器1500本、断線1600ヶ所といふ大被害を受けた。

この着雪事故は、10年に亘りめだつて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、天気団を調べてみると現在起つてゐる低気圧型で、気象條件も全く同一である。(図2 昭和8年12月相違)



図1 重複倒壊した送電線

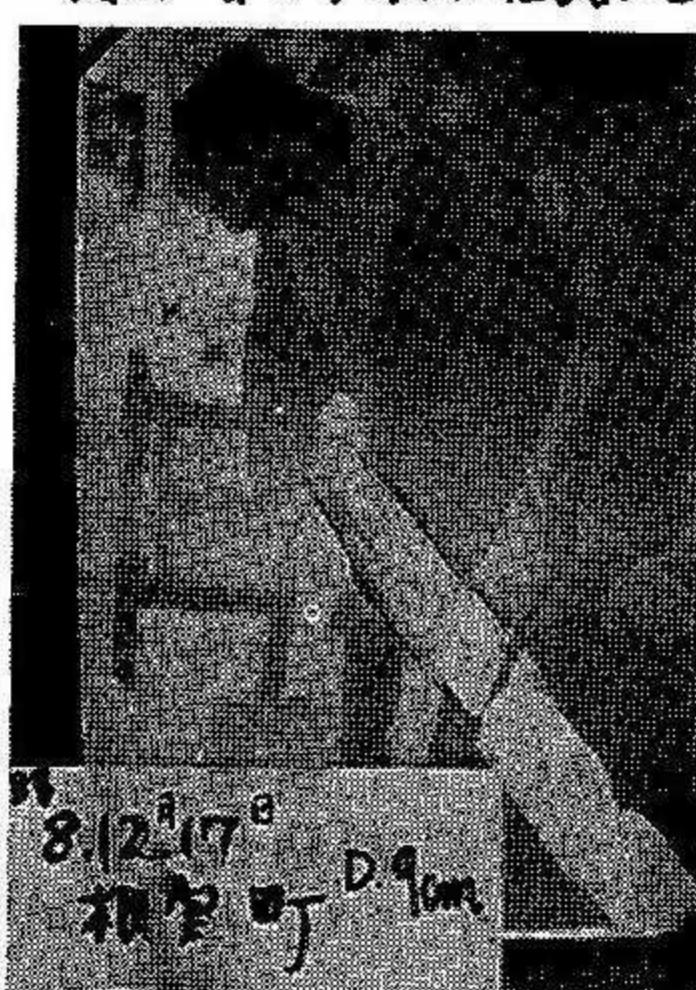
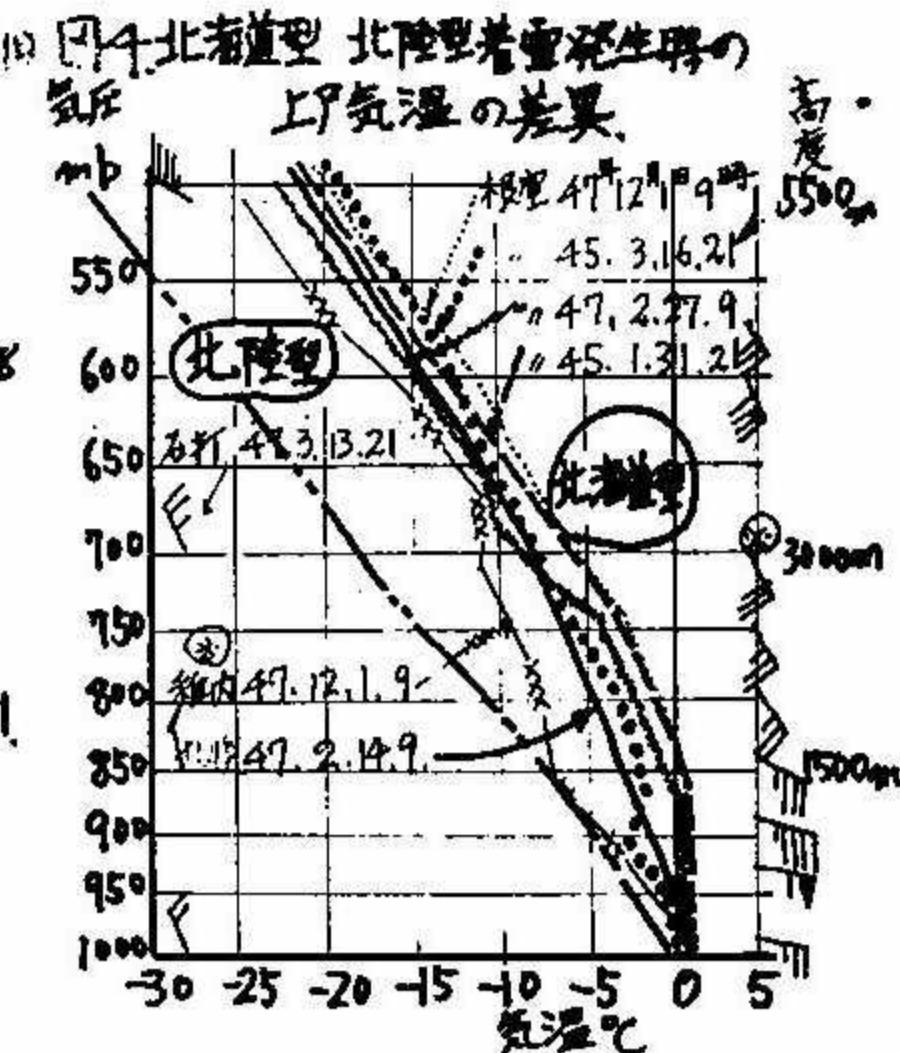
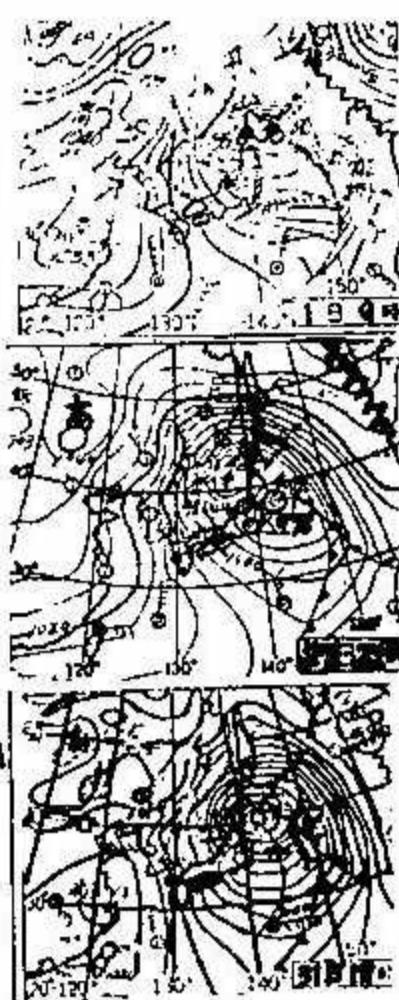
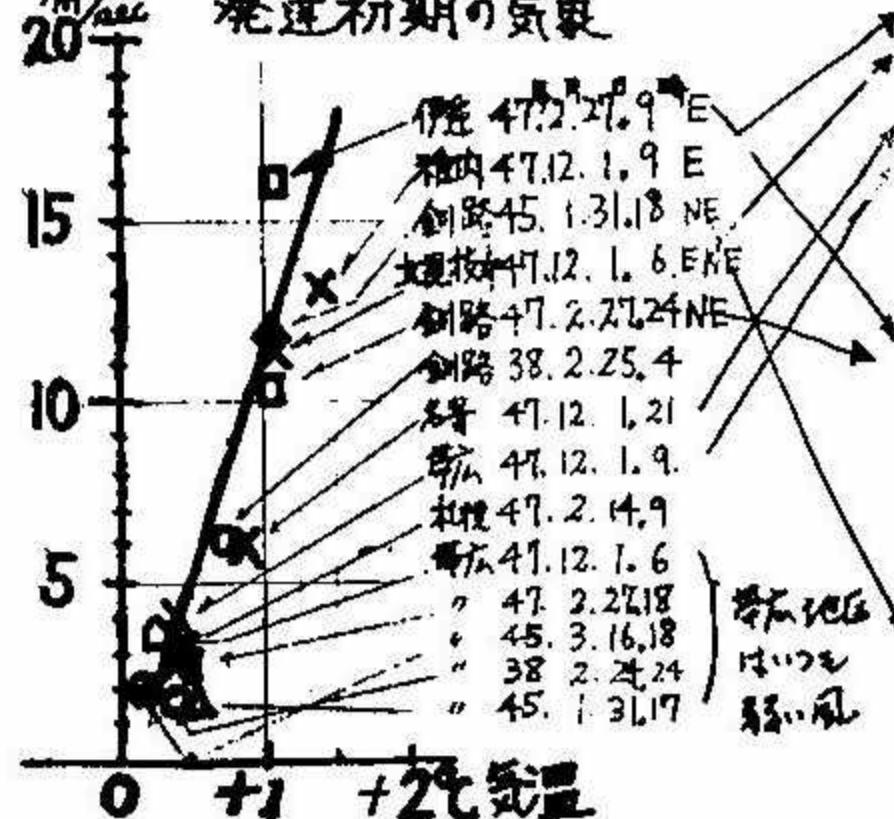


図2 昔からあつた低気圧型の着雪

○ 47年12月1日	道北	道東
○ 47年2月28日	室蘭	室蘭
・ 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	
・ 33年12月10日	帯広	
・ 32年12月10日	道北	
・ 31年11月23日	室蘭	
・ 31年4月10日	道北	
S		
・ 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	道北	道東

図3

風速 大事故を起した北海道型着氷の  
発達初期の気象



#### 着氷条件

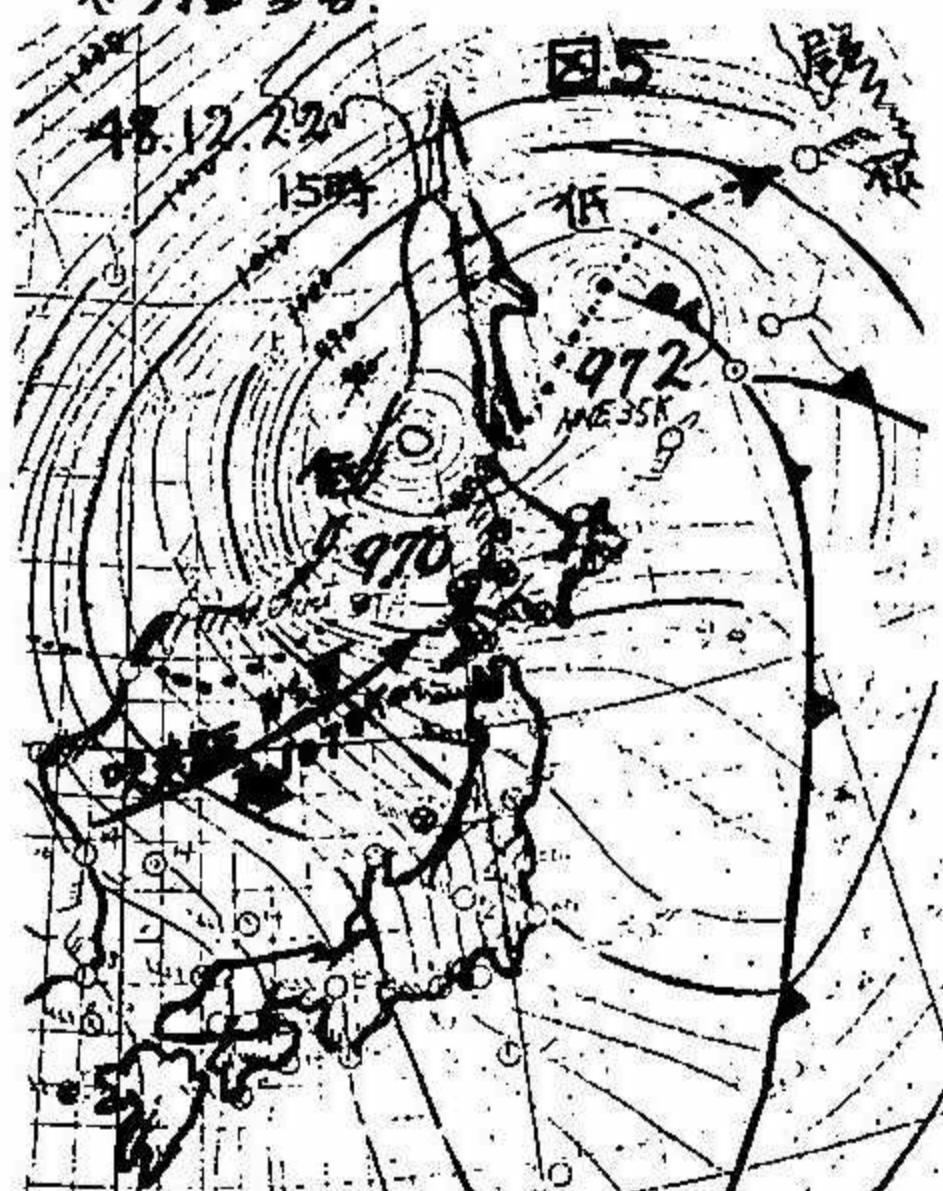
- ・気温0～1°Cの間に大気が入る。しかも約6時間続く。
- マイナス気温領域では、載雪型によるが、比重が0.2以下で付着力も下りて5m以上の風下限界してしまった事例にならない。
- ・風速は1～10m/sで、6～8時向づく。風向は東→北東が多い。
- ・降雪強度は5～15mm/Hと強い。強風下では雨量計の輸送率が悪いので実際にはそこまで多くと思われる。
- ・上りに暖気が入るので含氷率の大きい層が降る。このために低気圧型では比重の大きい層が出来ると推定される。

上記の様な気象のときは、魔力面信として重要なマイクロウーブのパラボラアンテナやVHF、UHF無線の多電子空中線にも影響してS/N低下や回線断となることがある。

#### ②着氷層

低気圧が並づくときや、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りるために山腹の電線線に付着すると着氷となり、電線が異常に振動して、振動止めや電線横木が衝突する短絡障害が起きることがある。道内では茅子層線、相模内線、北見駒線の標高800m以上の所で気温-29～-82°C、風速5～13m/s、湿度98%の領域で観察されている。

#### ③堆積層



低気圧が冬季向大発達して宗谷海峡直近に長時間停滞すると図5の如く、気圧傾度が強くなり、長時間日本海側に西風が吹き、高波がうちさせ、海水しきれいをのりづけの後日をして、マイナス5°Cと気温が低くともシーアベント状のぬれ氷となつて電線着氷を起したり、がいし、脱木、魔性、張圧器アレスタ等に付着する現象が起る。

この現象は湿分を大量に含んでいたので、魔性化しており、魔性の絶縁が保たず、地絡障害が発生する。図5の例では堆積は海岸から1km以内の地域の西側のみに三角状にとりつけ、落合は169/1eも含まれていた。

● 落合の率は0.19/1e以下で絶縁物である。  
気圧差は80mb位より30時間も同一方向の風が吹きつづいた。

図6 桜山地方の着雷箇所、塙雪崩事故時の気象  
(江差測候所)

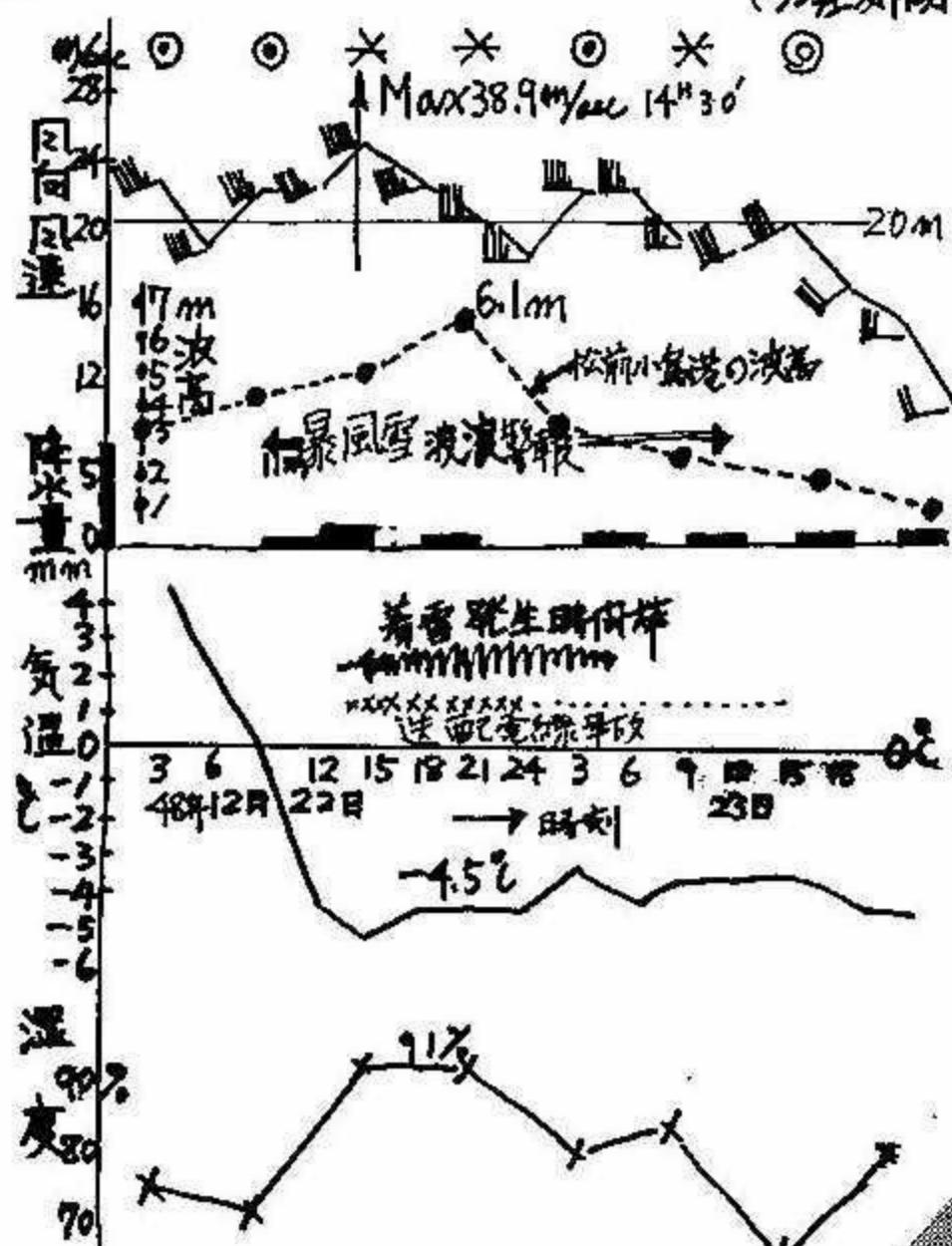


図7

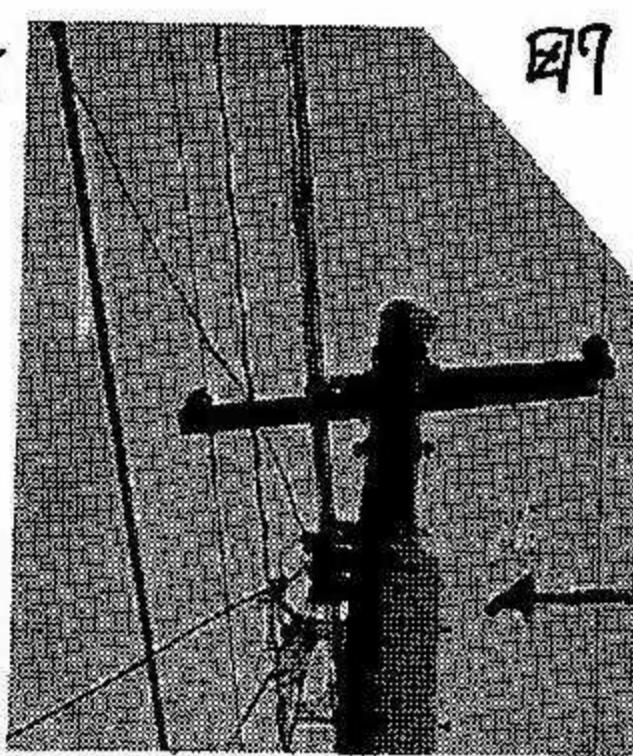


図8

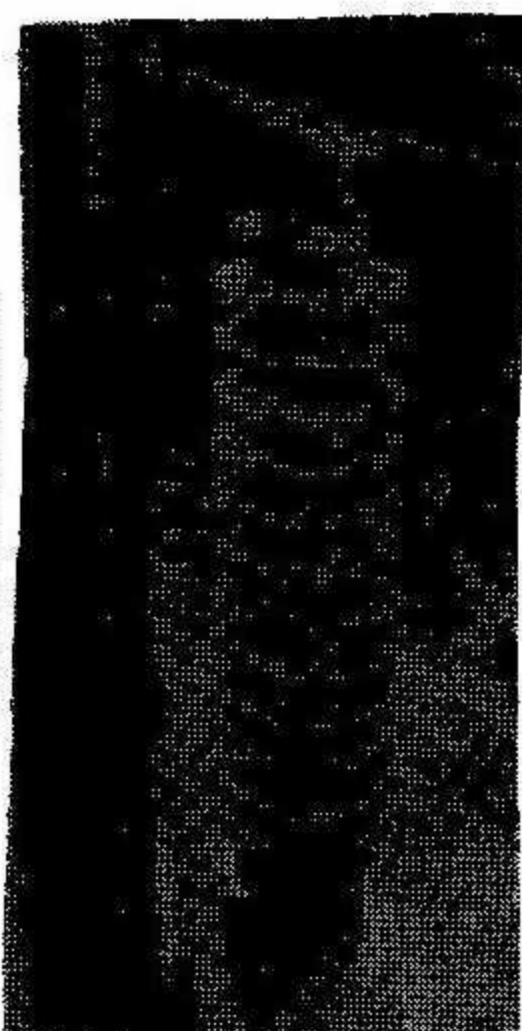
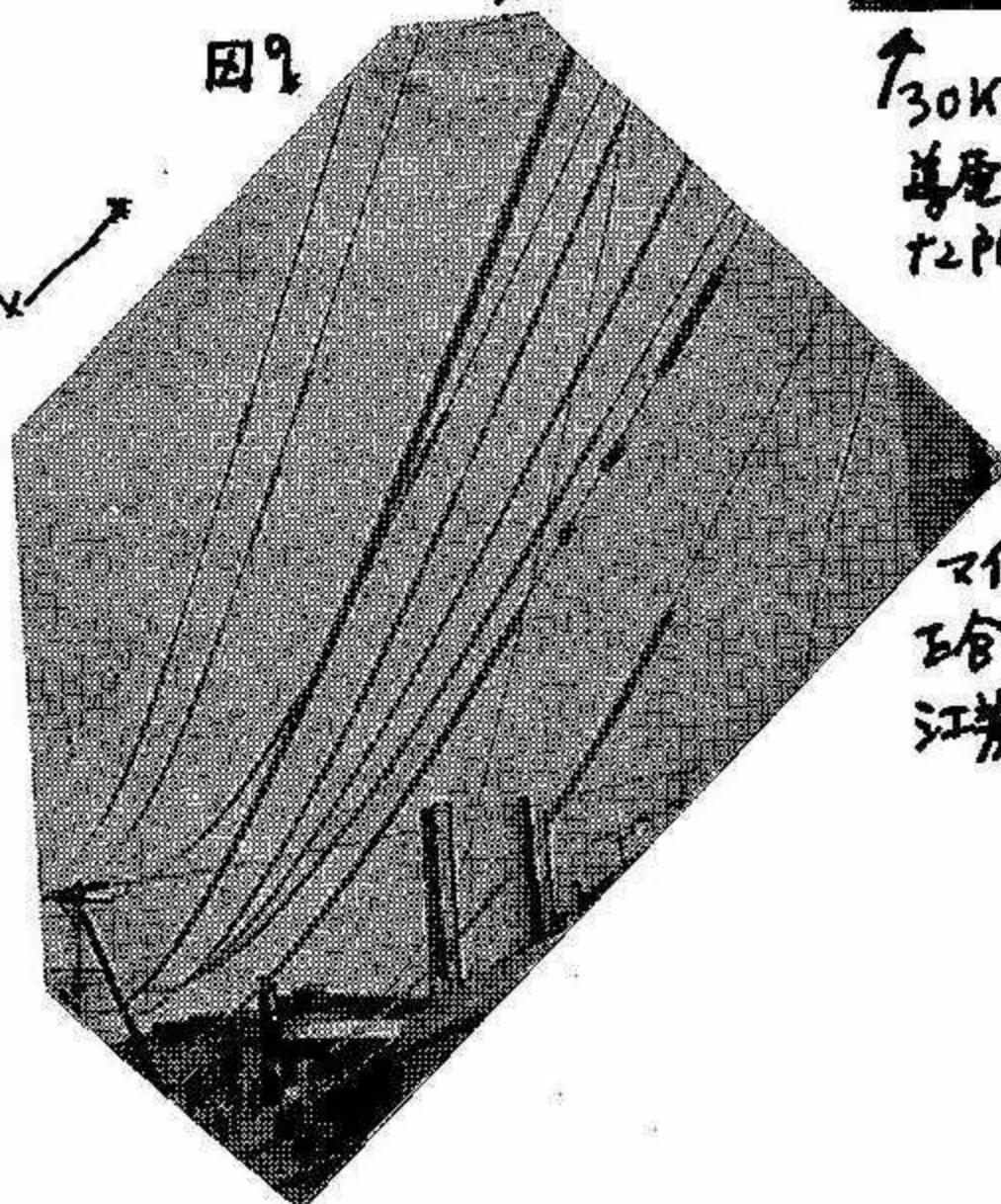


図9 塙雪のついで配電線

江差

↑30KV送電線の碍子が  
導電性の塙雪でつながり  
た所。江差



マイナス気温の中で塙雪  
で絡んだ岩雪が起きた  
江差

### ③内陸塙雪

低気圧通過後強い西の吹雪  
が吹きつづくと 日本海の海  
塙粒子は吹雪とともに内陸深  
くはこぼれて がいしや寝や  
線に付着し 2~3日たって  
気温が上昇して雪がとけ残  
したときに 雪崩事故を起す  
ことがある。

・41年1月15~20日  
・45年3月17~19日。

### ④風害

48年1月21日 忽率に大気圧した低気圧が 矢上(しのう)へめ、また気圧傾度が  
非常にまつたく同一方向の南風が道央地方に暴風雨吹きつづいた。  
このため トタン屋根がはがれて飛来し電線にからむる事故が頻発した。

### 3走すひ

北海道地方が蒙る気象災害の中では 雪崩等多災害が最も被害が多いため先般  
雪崩被害模様を回観したが その他 気象災害そのアロセスを説明することにより  
科学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うして  
行きたい。

条件12つ(1)即ち(1)気象台因保局、北大の先生方に深謝します。

## IV 昭和49年度支部研究発表会要旨

日 時：昭和50年3月20日（木）13時00分～17時00分

会 場：北海道大学理学部3号館（地球物理）401号室

1. 今 久（北大理学部）  
積雲のEntrainment および移動速度について
2. 播磨屋 敏生・足立俊三・穂積邦彦（北大理学部）  
AMTEX AREAにおける雲の気象衛星、航空ならびに地上写真の比較
3. 村松照男（札幌管区気象台）  
沿海洲の地形による収束雲
4. 石川照高・菊地勝弘（北大理学部）  
石狩平野の日降雪量の予報モデルの検討
5. 山見信之・孫野長治（北大理学部）  
Bisectrix 軸方向に成長する氷晶について
6. 孫野長治・遠藤辰雄・板坂昌幸（北大理学部）  
降雪の集塵作用の観測 その3（電子顕微鏡による）
7. 内田英治（気象庁）・今井俊男（札幌管区気象台）  
エーロゾルと視程
8. 織笠桂太郎・丹治辰男・沖野典夫（室工大）  
降雪に伴うイオン エーロゾルの挙動について
9. 織笠桂太郎・丹治辰男・沖野典夫（室工大）  
地吹雪の帶電機構について

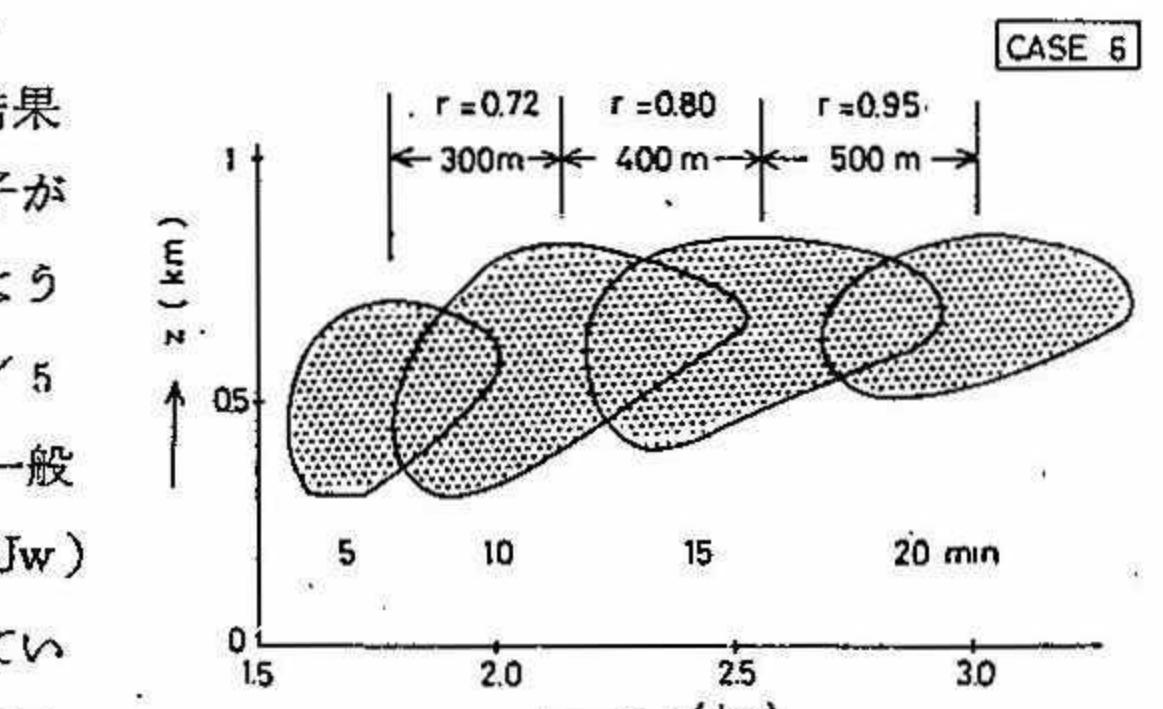
## 1. 積雲の移動速度について

今 久（北大理学部）

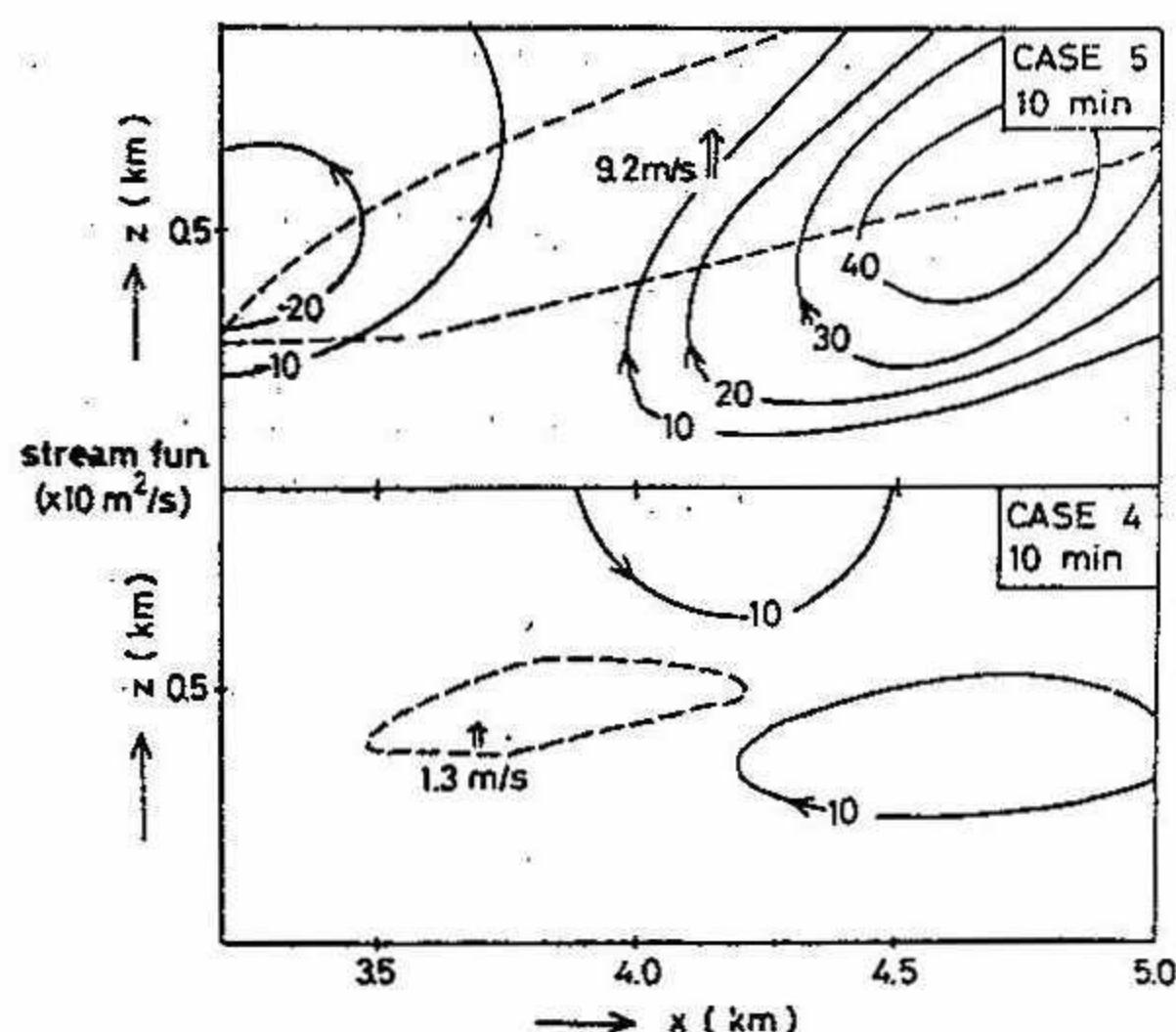
1973年、晴天積雲をステレオ写真で観測することによって、その移動速度について議論した。今回はOgura、またはOrvilleの用いた方程式系によりシャーのある流れの中に積雲を作ることによって観測された状態を再現しようと試みた。

第1図はCase 6（表参照）の計算結果で発生した雲が風に流されて移動している様子がわかる。発生当初移動速度は図からもわかるよう $300\text{ m}/5\text{ min}$ であるが、その後 $500\text{ m}/5\text{ min}$ と増加している。それについてその高さの一般風に対する雲の移動速度の比（図中 $r = U_c/U_w$ ）はだんだん大きくなり一般風の速さに近づいている。すなわち発生当初は対流活動が活発で下層からの水平速度の遅い空気が上層に持ち上げられるためその比の値は小さいが、その高さの空気になじむについて一般風の速さに近づくと考えられる。第2図はCase 4、5の10分後の状態で上の図は成層の不安定度が大きく、雲は大きく発達している。それに対し、下の図はその他の条件は同じであるが不安定度が小さく、雲はあまり発達していない。Case 5の場合、雲が大きく発達し上昇流も強いので下層からの水平速度の遅い空気を十分に上層へ運ぶため、表からわかるようにCase 4にくらべて比の値は小さいものになっている。これに反しCase 4の小さな雲は一般風に近い値をとる。第3図に観測との比較を示している。雲の移動速度は一般風より遅いということは一致している。また、Shearが大きくなると比の値は小さくなる傾向は認められる。しかしながらShearが強くなると雲の発達はおさえられ、発達が弱いと一般風に流されやすくなるという傾向もあり、Shearの強さだけで決めるることは難しい。

第4図に比の値を雲の大きさに関してプロットしてみた。図から雲が大きい程、比の値は小さくなることがわかる。この結果は対流活動の強さが雲の移動速度に大きく影響していることを示している。



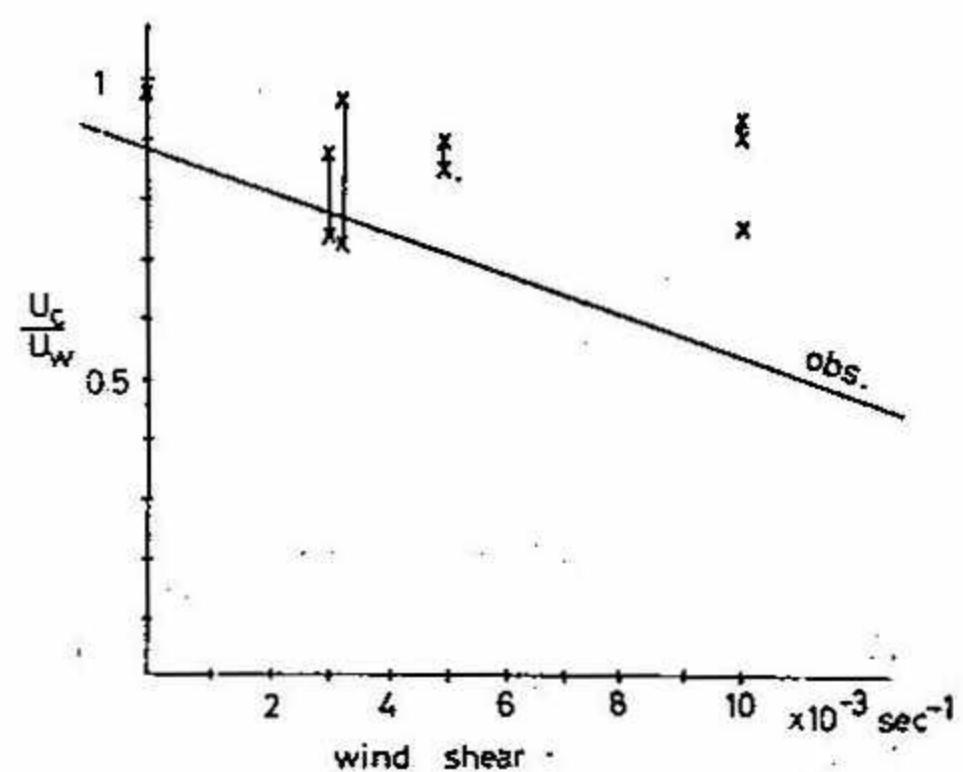
第 1 図



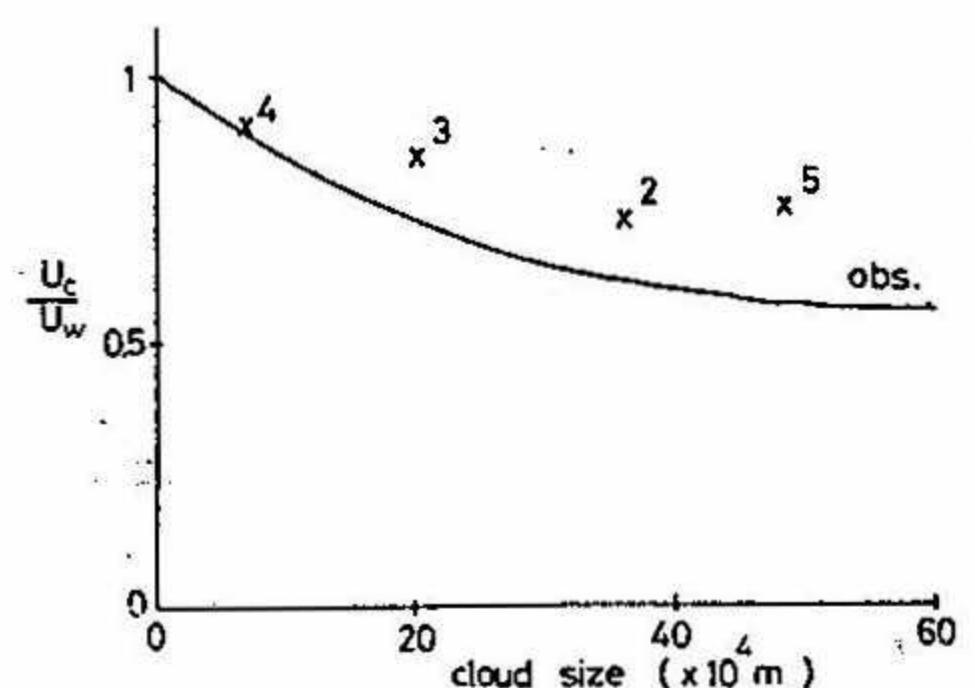
第 2 図

表

case	excess temperature (°C)	wind shear m/s (/100m)	$\Gamma_1$	$\Gamma_2$	cloud size ( $\times 10^4 \text{ m}^2$ )	$\frac{U_c}{U_w}$
1	1.0	0.0	0.64	1.6	25	0.97
2	1.2	0.25	0.64	1.6	36	0.74-0.87
3	1.0	0.5	0.64	1.6	20	0.84-0.89
4	1.2	1.0	0.64	1.6	7	0.9-0.93
5	1.2	1.0	0.98	1.6	48	0.75
6	1.0	0.25	0.64*	1.6	21	0.72-0.95



第 3 図



第 4 図

## 2. AMTEX AREA における雲の気象衛星、航空ならびに地上写真の比較

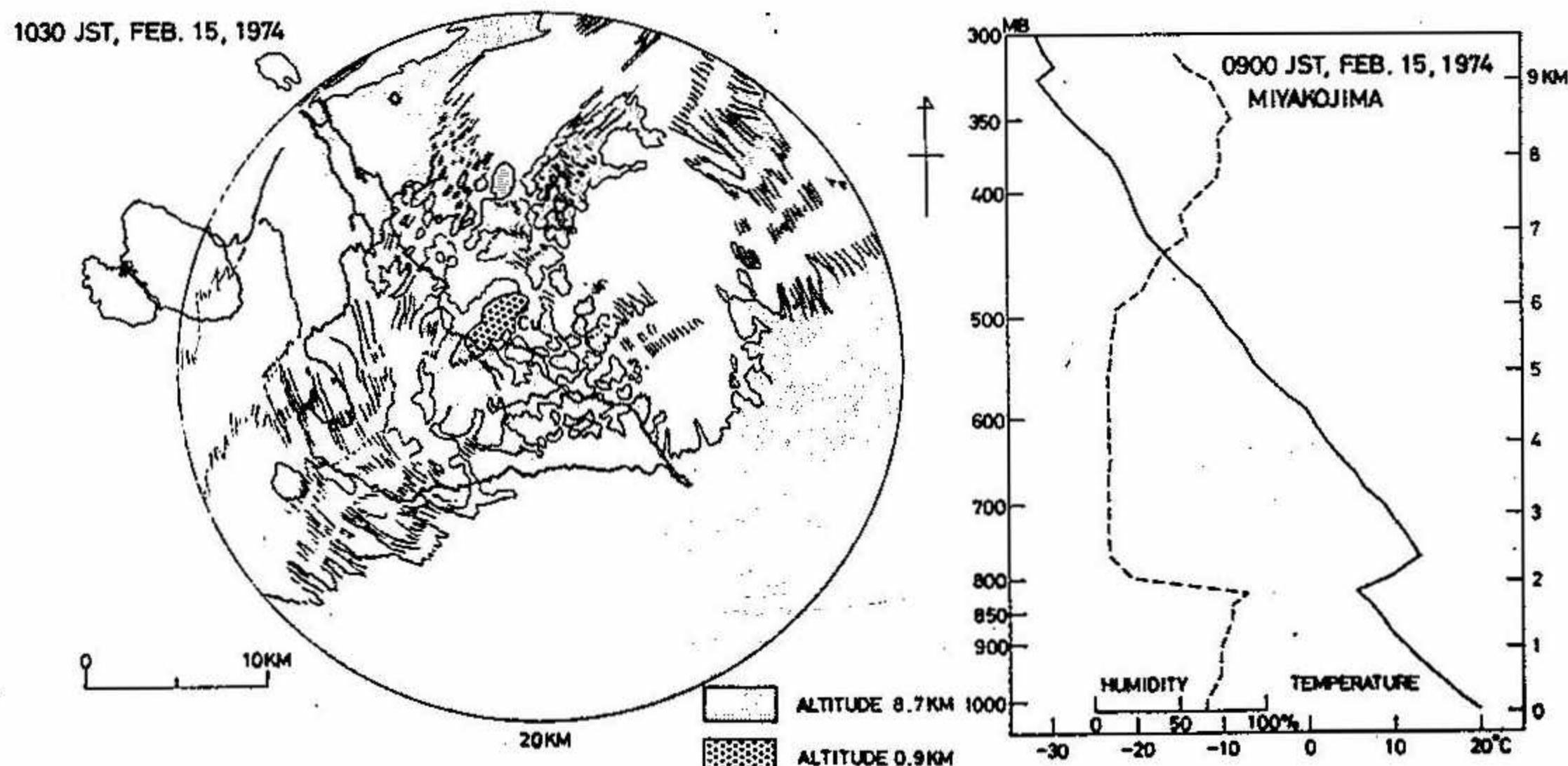
播磨屋敏生・足立俊三・穂積邦彦  
(北大理学部)

1974年、1975年の2月に南西諸島海域でAMTEX観測が行われたが、1974年北大グループの観測結果を報告する。雲形成と気象場との関係を調べるために、AMTEX期間中、気象衛星写真、航空写真、地上でのステレオ写真の3観測方法によって雲分布の観測を行った。各観測方法の解析精度を確かめるためと、気象衛星写真の判読のため、ここでは主に各方法による結果の比較と若干の解析結果を報告する。

広域の雲分布を観測するために、沖縄気象台にAPT受画装置を設置し、受画後経緯線と地形をグリッティングし、後に経緯度1度メッシュ毎の雲量を求めた。

限定された地形内ではあるが詳細な雲分布を求めるために、東京一台北間の定期便航空機に35mmモータードライブ撮影装置と16mmタイムラプス撮影装置をセットし、となりあった一組の写真より写真測量の方法を用いて3次元的雲分布を求めた。

個々の積雲の立体像、成長速度、移動速度等を求めるために地上でのステレオ写真観測を行った。宮古島の東海岸の与那浜崎に、方向N60°W、長さ2022mの基線を設け、その両端で北東海上の雲のステレオ写真観測と、両観測点頭上の全天写真観測を行い、撮影された雲写真から写真測量の方法を用いて雲分布を求めた。



第1図

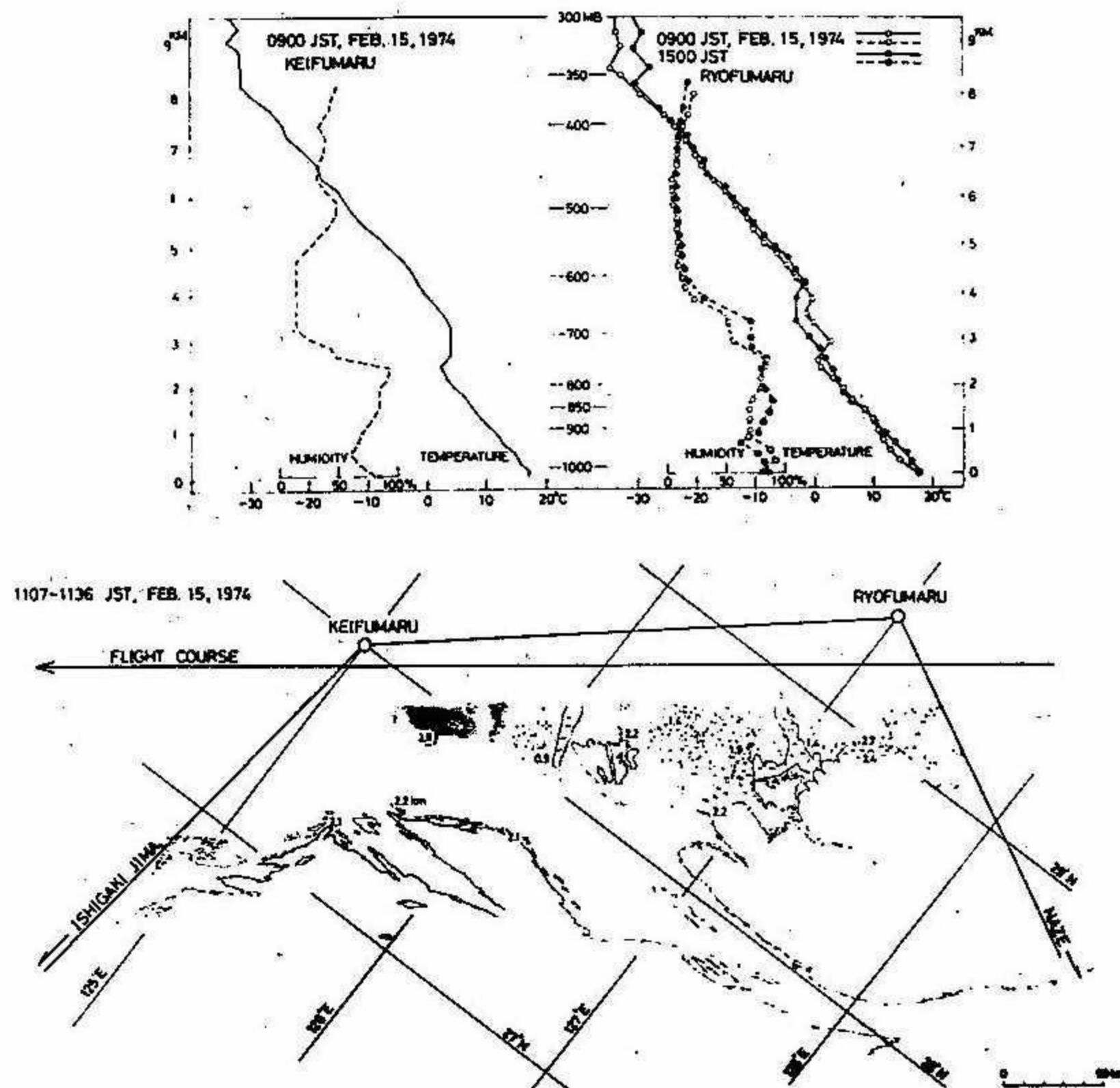
ここでは解析結果の1例のみを示す。2月15日10時36分の気象衛星写真(写真略)を見ると、南西諸島海域に大きな塊状の雲がある。宮古島でのステレオ写真と全天写真の解析結果を第1図の左側に示す。全体が平均高度8.7kmの高層雲と高積雲におおわれている。また宮古島の海岸には雲頂の

最も高いところが 1.5 Km で平均高度が 0.9 Km の積雲であった。その時刻での宮古島の温度、湿度の垂直分布を第 1 図の右側に示す。高湿度層と気温逆転層より 1.8 Km と 8.9 Km 付近に雲層があったことがわかる。これは地上写真観測の結果と一致する。

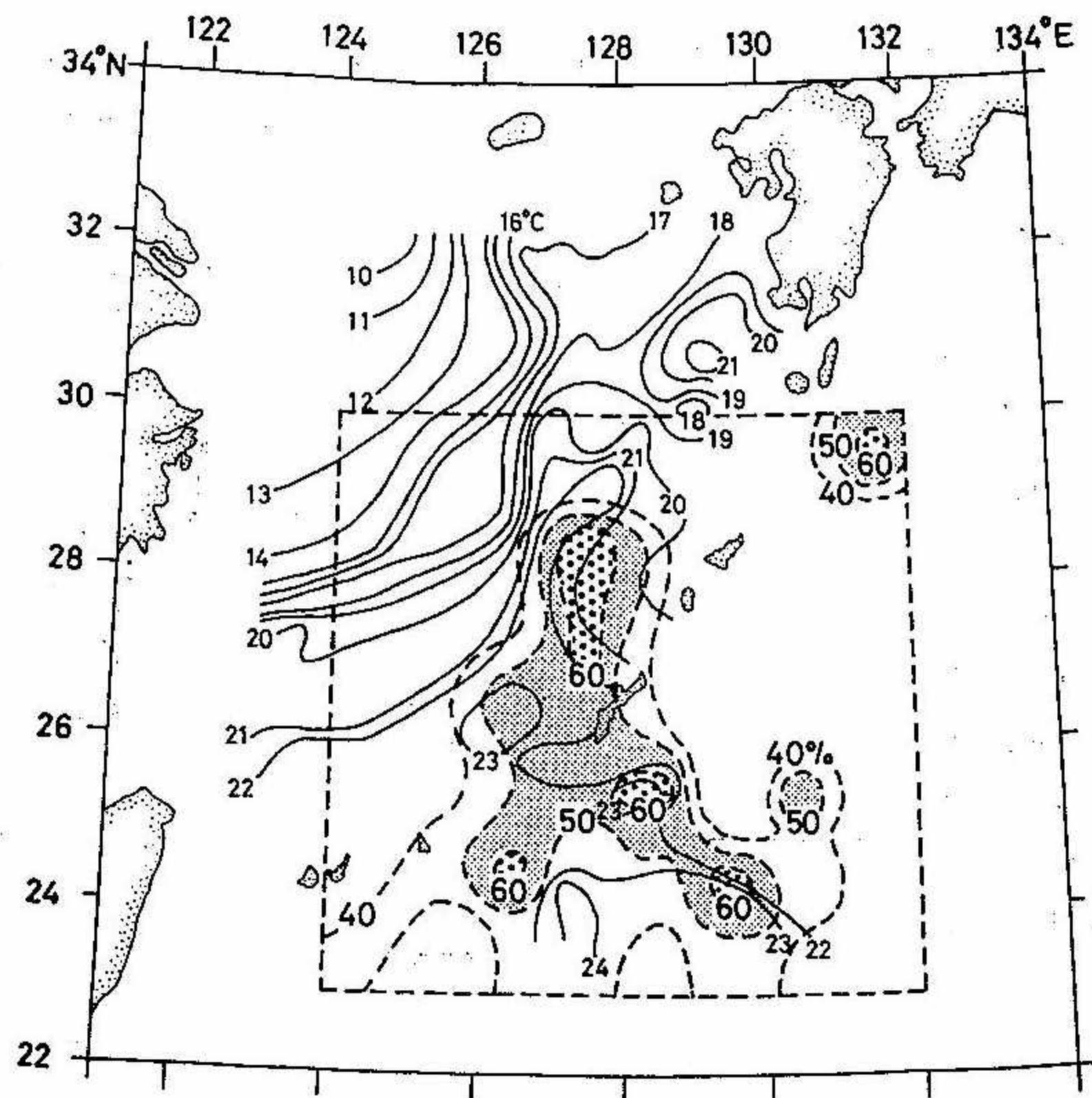
航空写真解析による AMTEX AREA の北部の雲の分布図を第 2 図に示す。分布図の下半分は雲頂高度が 2.2 ~ 3.4 Km の層積雲が占めていて、航空路に近いところには雲頂高度が 0.9 ~ 2.6 Km くらいの積雲が観測された。これらは凌風丸、啓風丸の温度、湿度の垂直分布から期待される雲層と一致する。また気象衛星写真を航空写真解析図と同じ大きさに引きのばして両方を比較すると非常に良い一致がみられた（図略）。

以上のように各々の解析図の比較より観測、解析精度が良いことがわかった。

次に雲量分布と気象場との関係を見るために、気象衛星写真から経緯度 1 度メッシュ毎に求めた雲量の積算値と海水温を比較したのが第 8 図である。この解析には、この領域に気象擾乱がない場合のみを選んだ。実線が海水温の等值線で、破線が雲量積算値の等值線である。海水温 22 °C の等值線で囲まれる暖い領域が沖縄本島西方を通って北上しているのに対応して、雲量の多い領域がある。このように海水温分布と雲量との間には密接な関係がある。今回の報告は簡単な解析のみであるが、今後積雲の大きさ分布、空間密度、雲頂高度などの雲の特性と気象場との関係を求める解析を準備中である。



第 2 図



第 3 図

### 3. 沿海州の地形による収束雲

村 松 照 男 (札幌管区気象台)

冬季、大陸寒気の吹き出しにより、日本海で雲が発生、日本海側の地方に雪を降らせる。このような季節風型の気圧配置の時の気象衛星の写真を見ると、海岸線にほぼ平行して雲が発生し、筋状の雲が広く分布しているのが見られる。

この場合、よく見ると、北海道の西海上に特に1本だけ他に較べ長く、かつ太い雲列がしばしば見られる。

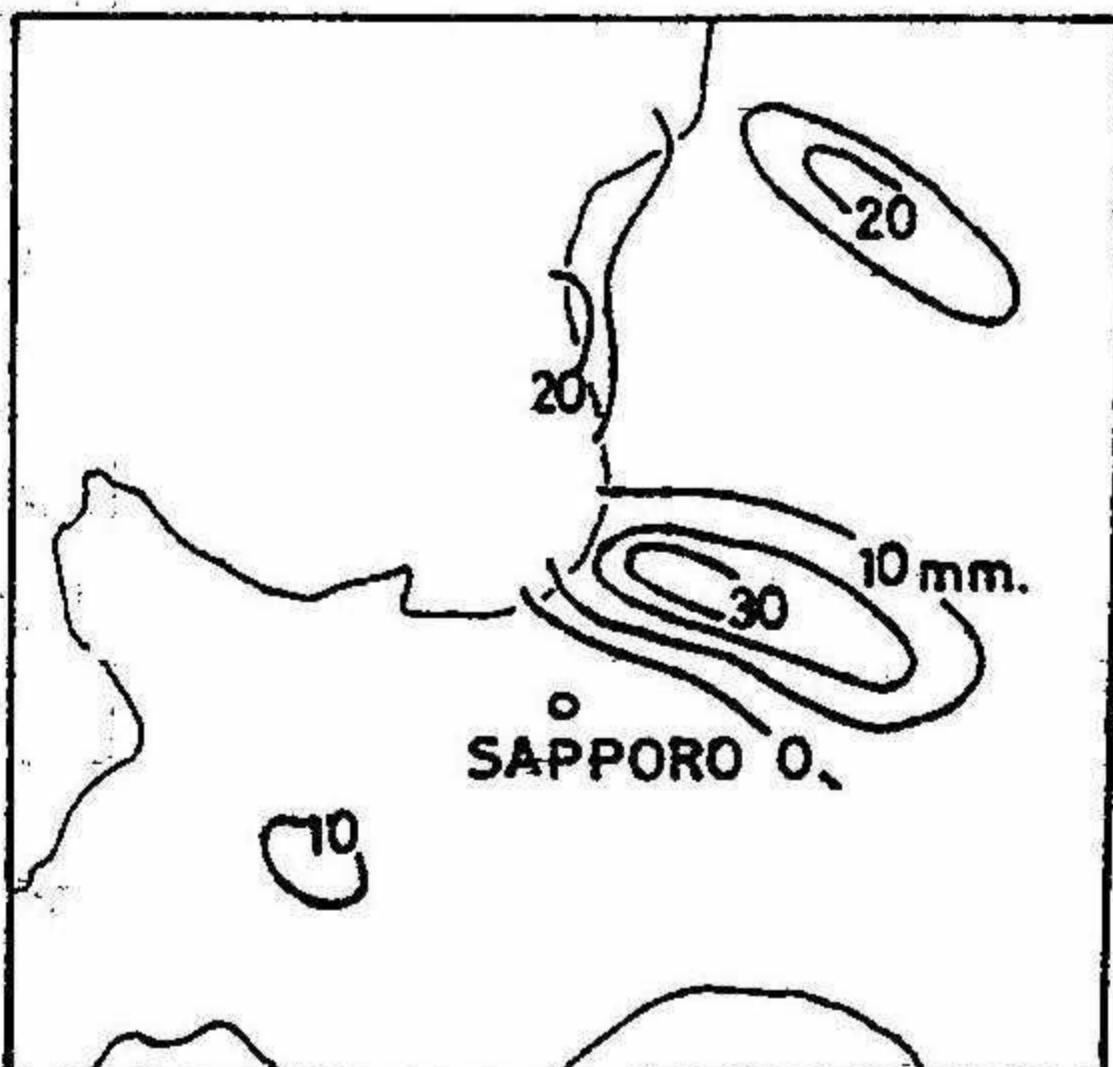
第1図は、1974年12月17日8時38分46秒に撮影されたNOAAの衛星写真である。沿海州の海岸線とほぼ平行に雲が発生している雲分布の中で、1本だけ太く、長い雲列が発生しているのが観測される。さらにこの雲列は、風下に向って延びており、左右に晴天域を伴うという特徴を有している。この撮影時刻に対応した8時30分の札幌レーダーによる観測でも、この雲列に対応して、西北西—東南東に延びる、季節風時特有のバンドエコーがあり、停滞していた。この先端が平野部へ延びており、石狩平野で、帶状の大雪となった。第2図は、この時の日降水量(16日09時—17日09時)分布である。

この例と同様に、1本の卓越した雲列がしばしば沿海州の決まった位置から延びているのが観測されている。第3図は、このような現象を5例重ねたものだが、沿海州のほぼ同じ所から雲が延びてきており、地形の影響を強く受けていることがわかる。第3図の沿海州の地形図内で、陰影をほどとしてある所は、標高1,000m以上の部分である。沿海州には2,077mをピークに巾2,000km、長さ1,000kmに及び山脈が海岸沿いに走り、アムール河沿いの平野部と日本海を分けている。

この地形を詳しく見ると、この山脈には、北緯46度付近(稚内の西北西)に、巾40



第1図 1974年12月17日08時38分46秒  
撮影のNOAAの写真と沿海州の地形図



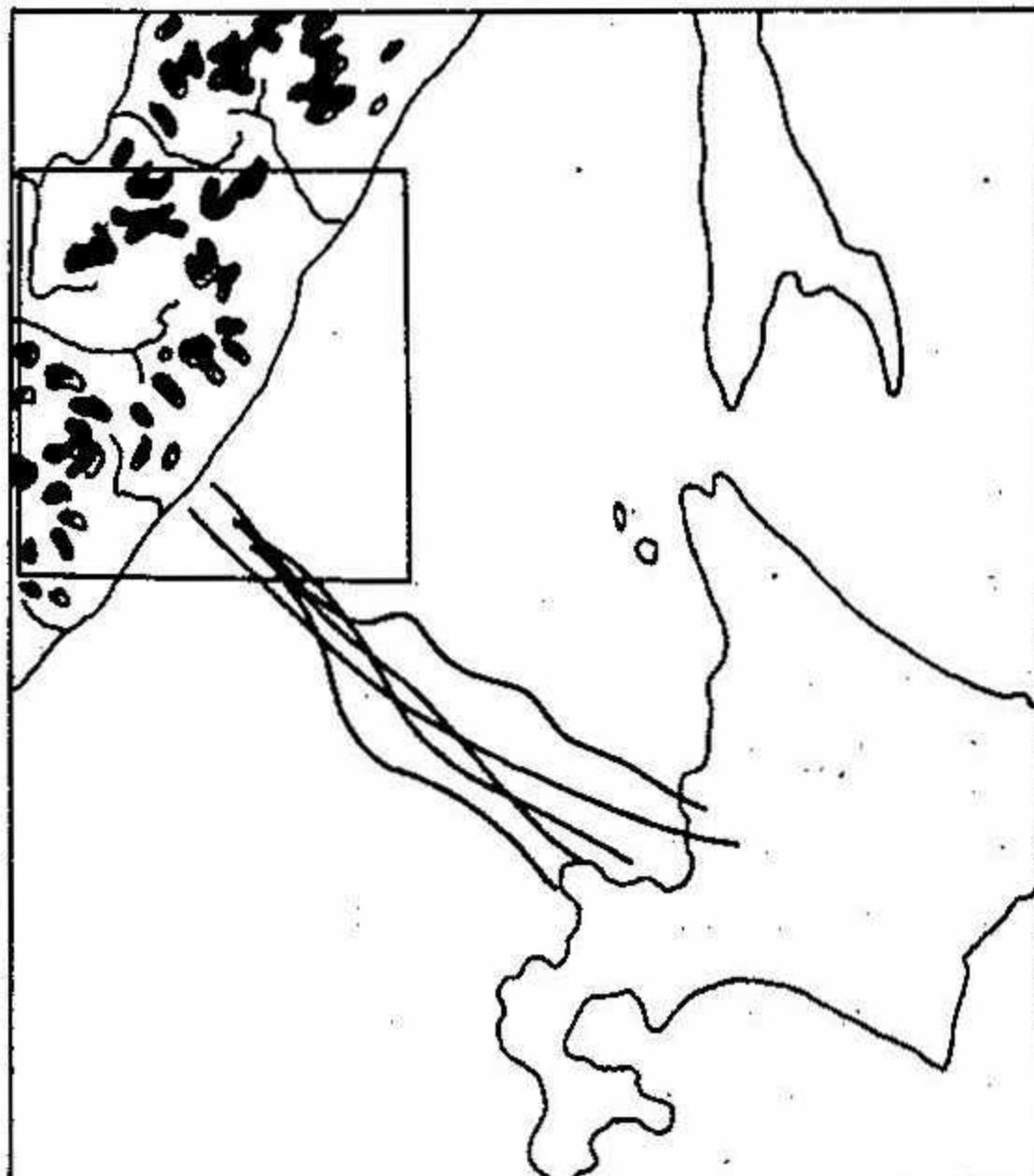
第2図 1974年12月16日9時—17日  
9時の日降雪量(相当水量)

Km位の地溝帯が横切っている。地形図と雲列を重ねてみると、この地溝帯から延びていることがわかる。第4図は、この地溝帯の部分を拡大したもので、アムール河の平野部から、標高差1,000mくらいの鋭い谷筋が食い込んでおり、さらに、日本海側にも低く抜けていることがわかる。

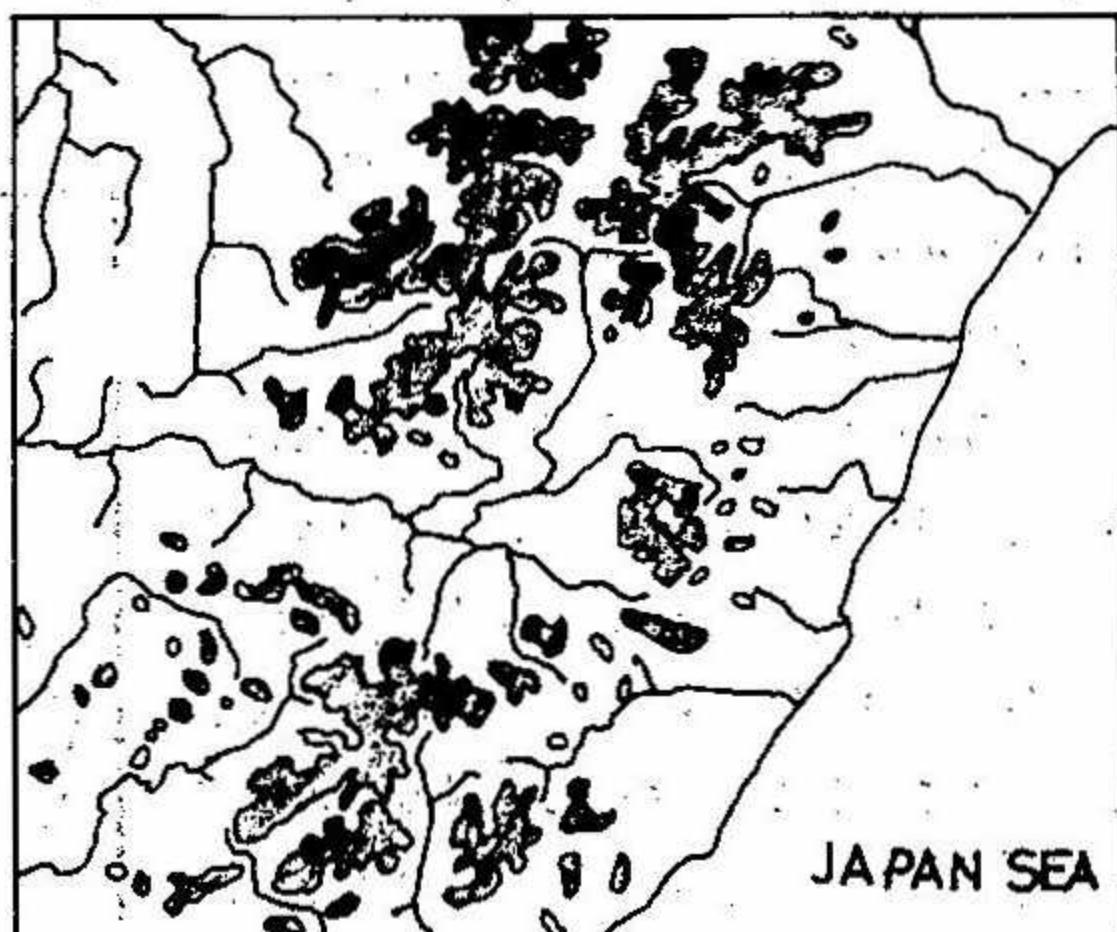
即ち、アムール河の平野部に滞留した寒気がシホタ山脈を越え、日本海に吹き出して雲が発生しているが、この地溝帯の部分を通る場合、地峡効果で風速が周囲より強くなることが知られている。この結果、海岸付近から雲列が発生すると考えられる。

さらに興味深いのは、第1図で見られるように、この雲列によって作り出される垂直循環により、雲列の左右で下降流による晴天域を伴っていることである。換言すると、その領域での水蒸気の下層収束を1本の雲列に集中し成長させている。この雲の末端では雪雲の内陸侵入で大雪をもたらしている。

沿海州の地形そのものが、北海道西海岸の大雪に直接影響を与えていると結論される。



第3図 卓越した雲バンドの5例。4角領域は第4図を示している



第4図 地溝帯附近の地形図

#### 4. 石狩平野の日降雪量の予報モデルの検討

石川 照高・菊地 勝弘（北大理学部）

石狩平野は冬期季節風の卓越風向に幅 20 Km 奥行 40 Km の平野であり、人口の集中、鉄道幹線、道路幹線の集中という状況から、詳細な豪雪予報が要求される地域である。

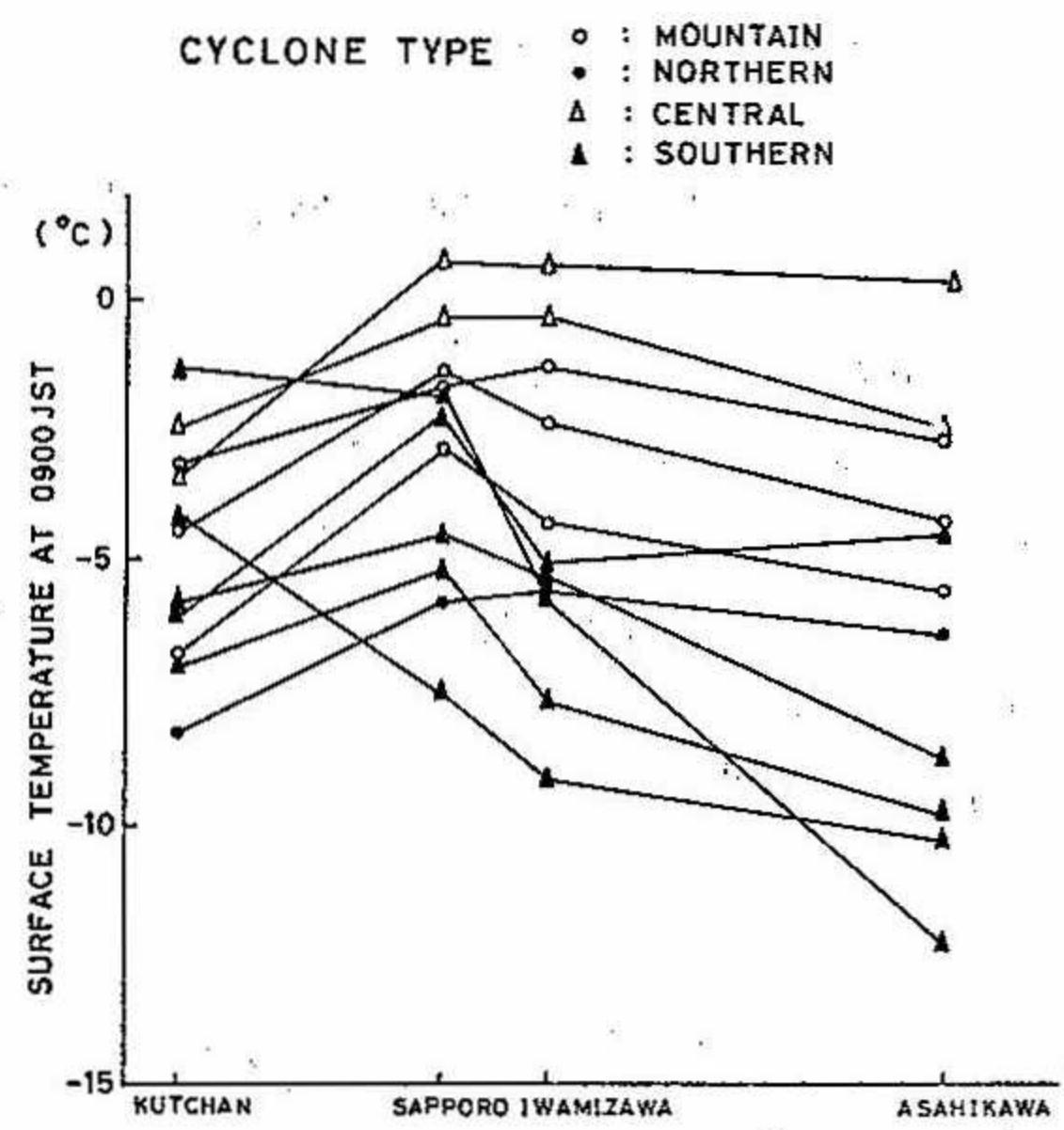
石狩平野における豪雪を、何時、何処で、どの位降雪があるかという形で予報をするための準備として、先づ、菊地・石川等（1971、1972、1973）は、平野内の詳細な降雪分布の観測を行ない、低気圧、季節風、季節風末期パターンの降雪の特徴を見い出した。この結果をもとにして、七沢（1973）、塩月（1973）の予報の方法につき検討した。

七沢（1973）は、毎日 09 時の気象観測資料から翌日 09 時までの 24 時間の降雪量の予報をするために、毎日 09 時のレーダーエコーパターンを、面エコー、孤状エコー、線エコー、うずエコーに分類し、これらの発現時の地上気圧配置の特徴等を調査し、エコーの持続時間が比較的長い有利さもあって、エコーの型、低気圧の位置、雪の降り方、最多降雪域の間にかなり有効な特徴であるを見い出したが、観測結果も良くそれを裏付けている。

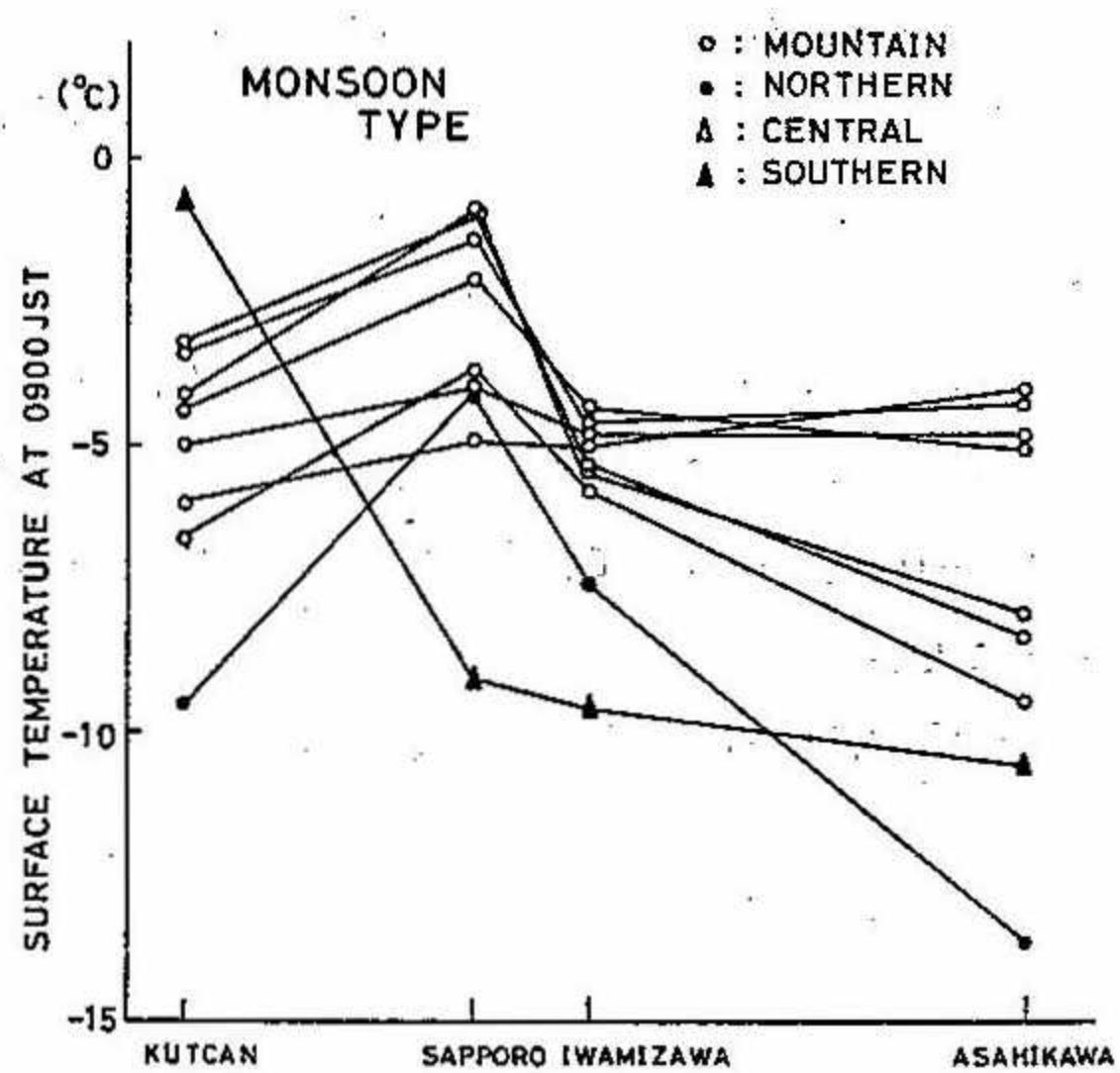
塩月・孫野（1973）は、シベリア大陸からの寒気の吹き出し時に、海面からの顯熱、潜熱補給によって生成される降雪雲とそれによってもたらされる石狩平野の降雪分布のシュミレーションを行なった。その結果ある仮定のもとで帯状降雪域を表わし、降水強度もほぼ一致する結果を得た。しかし計算は一次元モデルであるため、実際に観測されるような複雑な分布を表わすには未だ不充分である。

更に、より詳細な予報を可能にする気象要素を求める意味で、石狩平野の東西の寒気の存在に注目して、昨冬の季節風、低気圧による降雪を降雪域毎に調べたところ、低気圧（図-1）、季節風（図-2）の場合にかかわらず、北海道中央部（石狩平野の東側、旭川で代表）が寒気で蒙われている場合には、平野南部に多く降雪があり、平野の西側（俱知安で代表）に寒気が認められる場合には、平野中央部から山岳部にかけて降雪が多いことがわかった。

これらをもとにして、昨冬のいくつかの降雪について予報モデルを検討したのでその結果を報告する。



第 1 図



第 2 図

## 5. Bisectrix 軸方向に成長した氷晶について

山見 信之・孫野 長治（北大理学部）

### まえがき

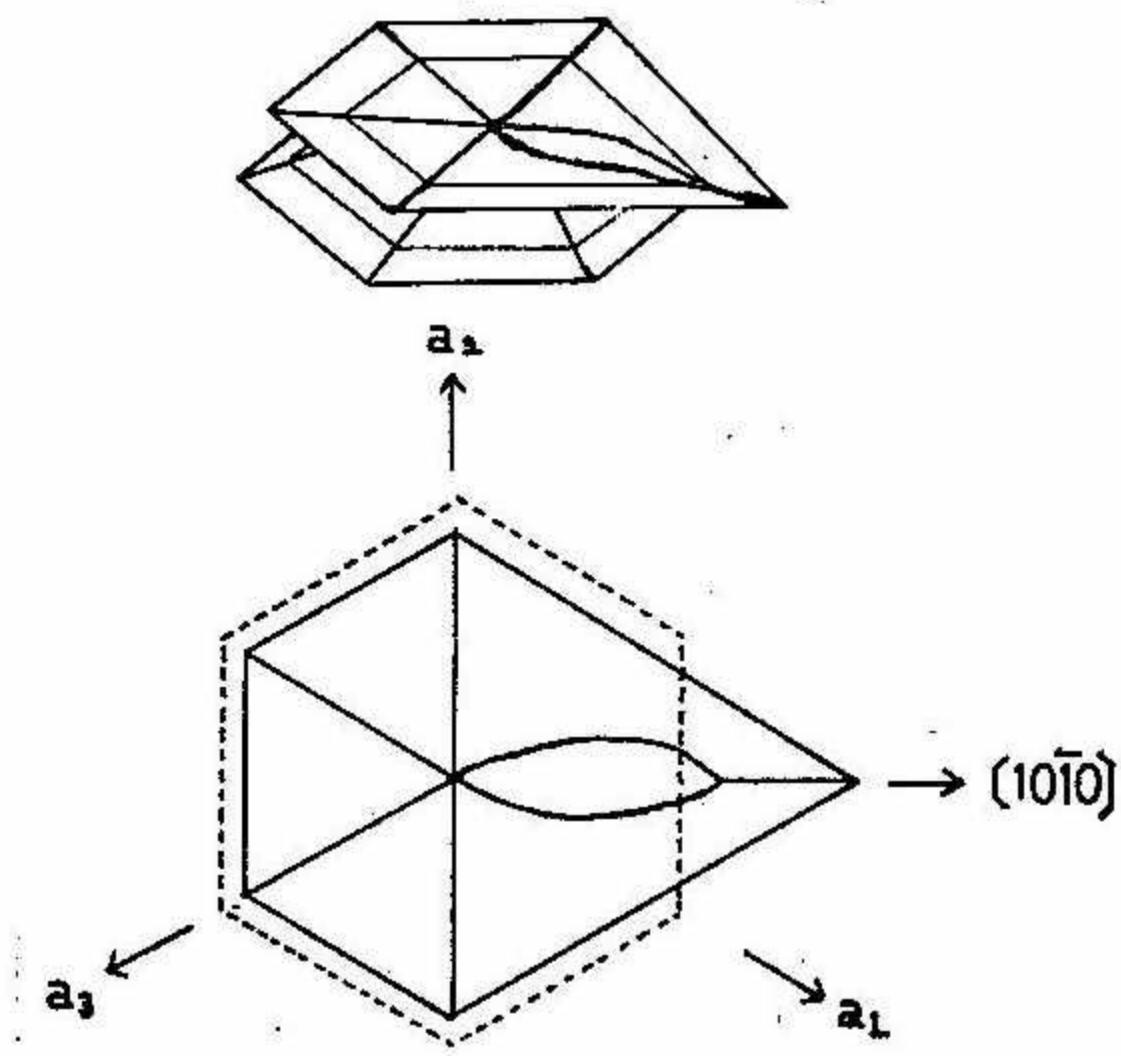
SchaeferとCheng(1968)はAg I、pyrotechnic法で、非六方対象の形をした結晶を得た。彼らは“flare” crystalsと名づけた。しかし、それらの形態学的な構造は未だ明らかでない。われわれは、1974年の手稻山での冬季の観測期間中、温度範囲-8°Cから-10°Cの過冷却雪中で、それらと同種の結晶を観測した。われわれは、ここで“flare” crystalsの形態について報告する。

### 結果

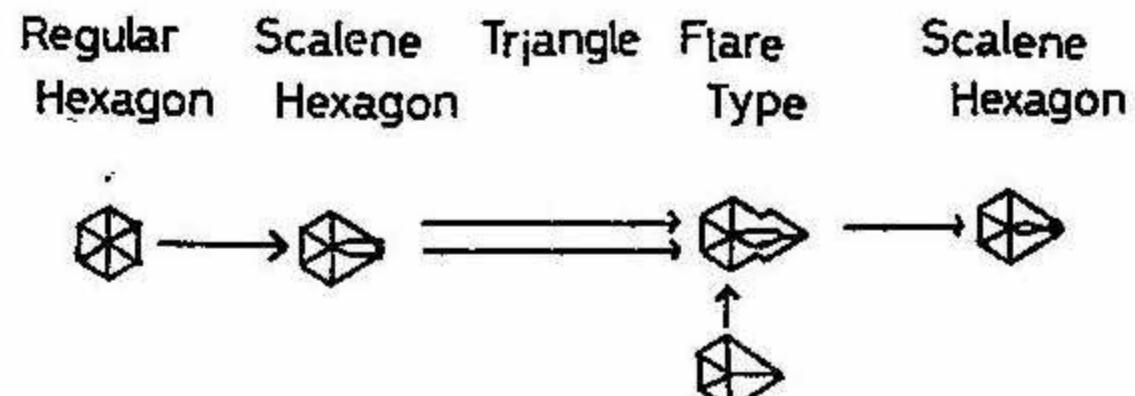
“flare” crystalsは該晶構造を持ち、bisectrix軸( $<10\bar{1}0>$ )方向に異常に成長したbranchを持つ。またその頂点の成す角度は $60^\circ$ である。その要略を第1図に示す。成長過程は次の二通りある。

12本のskeleton armsのうち、一方の6本は正常な発達をし六角形を形成する。他方の6本のうち2本が成長の初期段階で曲がり、1本に合体して $<10\bar{1}0>$ 方向に真直ぐに伸びる。また2本のarmの合体によらないで、最初から $<10\bar{1}0>$ 方向に1本のarmが発達しているものもある。その要略を第2図に示す。 $<10\bar{1}0>$ 方向に発達したarmは、逆に2本のarmに分かれる事があり、この事は、flare typeの結晶が不等辺氷晶に移行する事を示す(第2図)。

skeleton armの存在によって、結晶のgrowth、historyがより明確になった。flare crystalsの成長様式を調べるために、第3図に示されているように、 $x_1$ と $x_4$ の関係を調べた。成長の初期段階ですでに $<10\bar{1}0>$ 方向の成長が見られ、氷晶が大きくなるにしたがいその傾向が強まる。われわれは、その他に2本または3本のbranchを持った雪結晶を観測した。branchの間の成す角度と、それらが同一平面上にあるかないかを区別して、flare crystalsを分類したものを第4図に示す。Branch間の成す角が $120^\circ$ で3本のbranchを持つ結晶は、山下(1973)がtrigonal dendritesと名づけた結晶と一致する。その

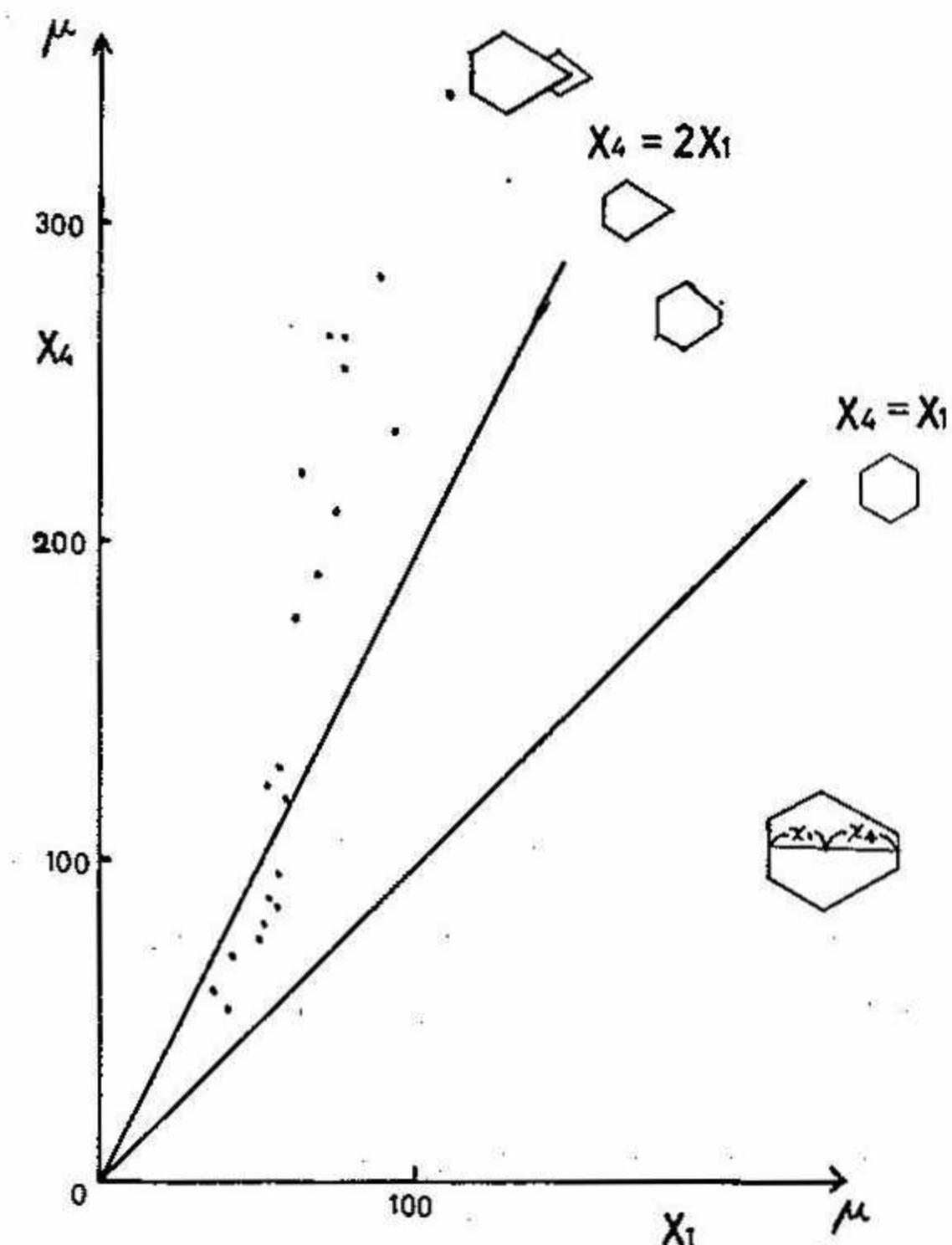


第1図



第2図

うち2つのflare armは、2個のskeleton armの合体によって生じている。この結晶が三角氷晶から成長したのではなく、不等辺氷晶から成長した事を暗示する。1月26日、午前9時から午後7時までの間ににおいて、flare crystalsの平均出現頻度は、全体の雪結晶の約1.6%であった。また同時に観測された、雪結晶は、角板、角柱、graupelであった。skeleton armの曲がりは、言いかえれば成長しつつある結晶のプリズム面の成長速度の違いによる。なぜ、成長の初期段階において、ある面だけが成長速度が早いのかは、今後に残された問題である。



第3図

TYPE	NUMBER	TYPE	NUMBER
	47		4
	10		2
	3		2
	2		EXPECTED

第4図

## 6. 降雪の集塵作用の観測(その3) (電子顕微鏡による)

孫野 長治・遠藤 辰雄・板坂 昌幸  
(北大理学部)

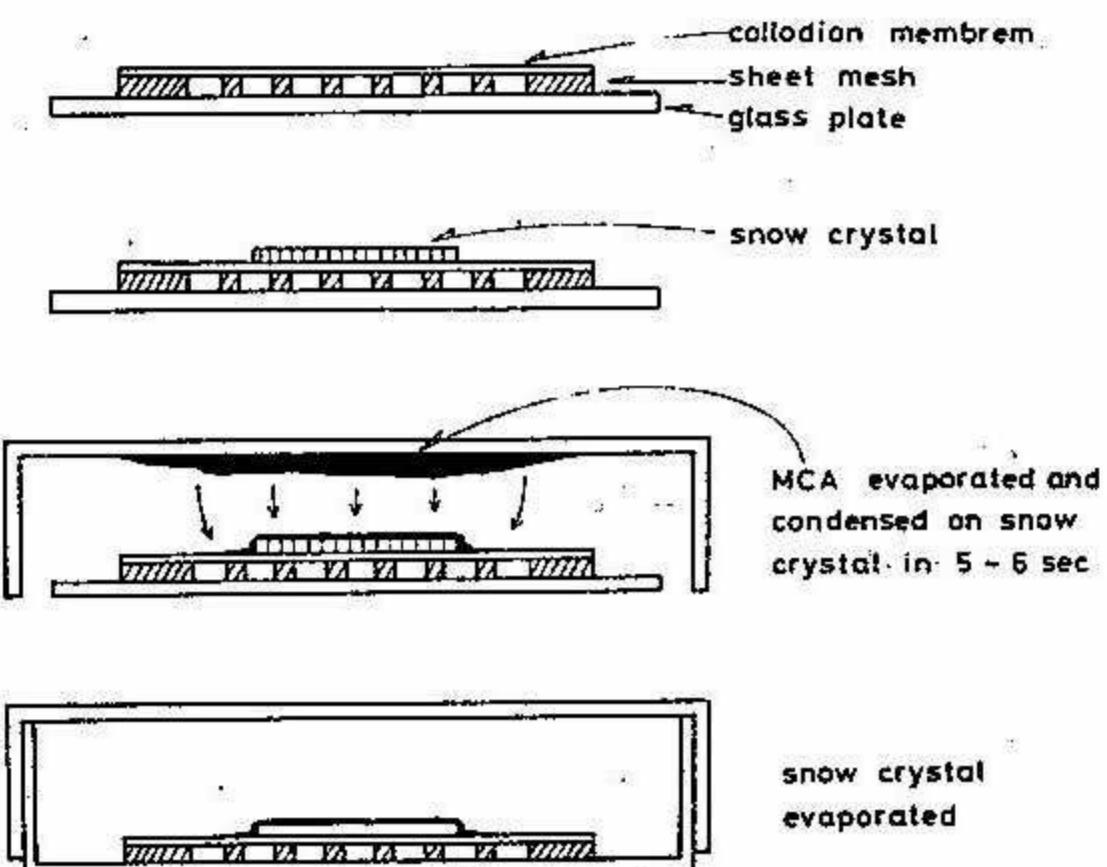
雪の結晶に付着したエアロゾルの電子顕微鏡写真では、エアロゾルを固定するためにレプリカ法が用いられる。しかし電子線が透過できるようにレプリカ液を薄くすると液が結晶をカバーしない。この難点をさけるために次の二つの方法をとった。

1) レプリカ法としてコロジオン膜上の雪の結晶にMethyl Cyano Acilate Monomer (Eastman 910)を蒸着させる(第1図)。

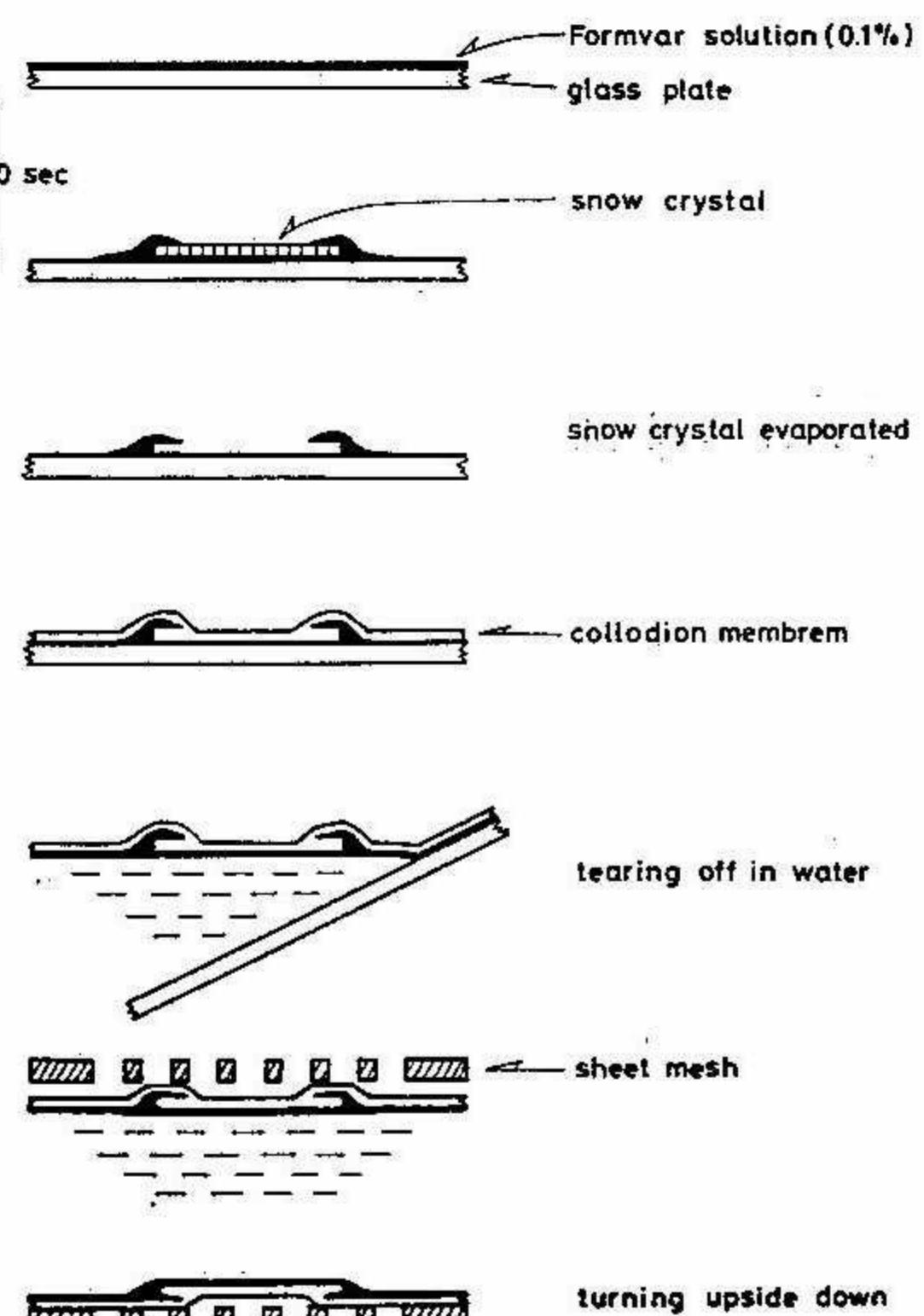
2) 通常の方法でガラス板上にレプリケートされた結晶の上からコロジオン膜で覆い、次に水面でガラス板からはがして裏返しにしてメッシュの上のコロジオン膜上に乗せる(第2図)。

1974年3月上旬深夜に上記の二方法で雪のレプリカを作成し、付着していたエアロゾルの電子顕微鏡写真を撮った。第3図は1)の方法による板状樹枝状雪の例である。上半は結晶のあったところにみられる微粒子で下は結晶の外側のBackgroundである。第4図は2)の方法による例で針状雪結晶の例である。上は、電微用メッシュ上の針状結晶の全体を示しそのマークNの近くの結晶上の写真が下である。

同様の雪結晶計3ヶのエアロゾルの電子顕微鏡写真を $0.05\mu$ 巾で粒径分布をとり集計したのが第5図である。これを従来のものと比較するため第6図に示す。横軸がエアロゾルの数、縦軸左が結晶に付着していたエアロゾルの面積濃度を示す。黒丸印が電子顕微鏡によるもので参考までに光学顕微鏡写真によ



第 1 図

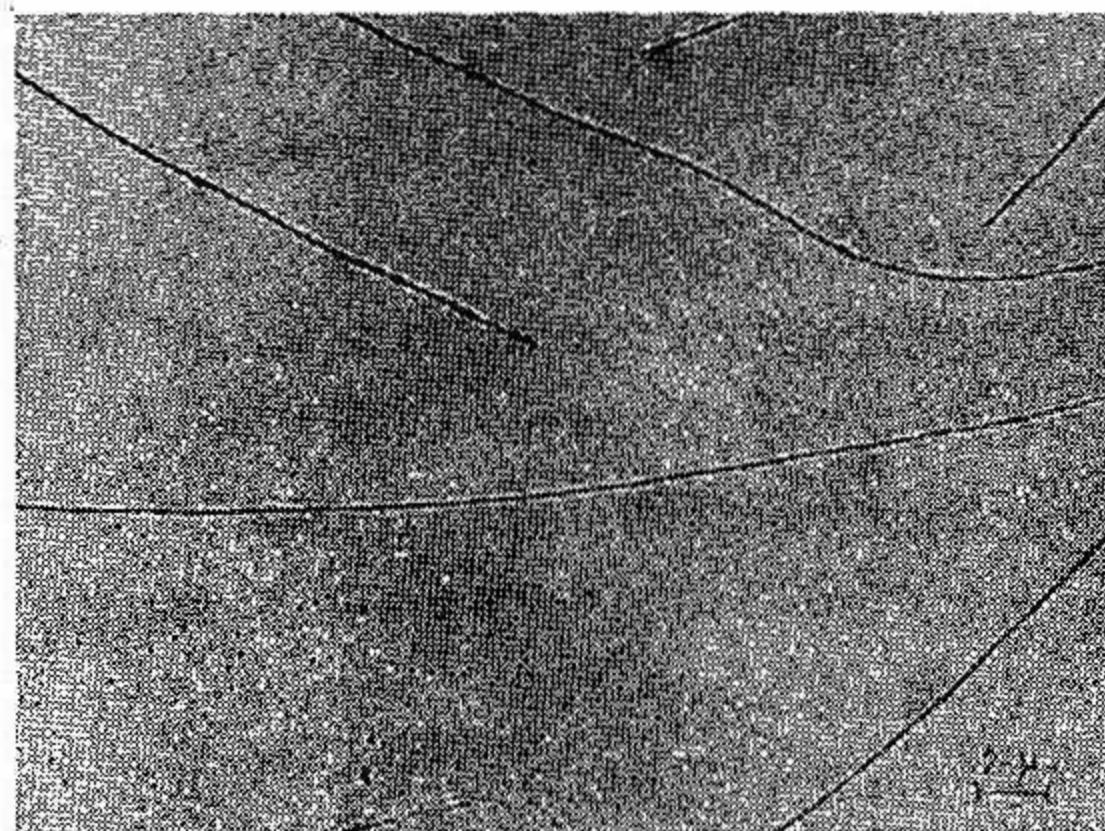


第 2 図

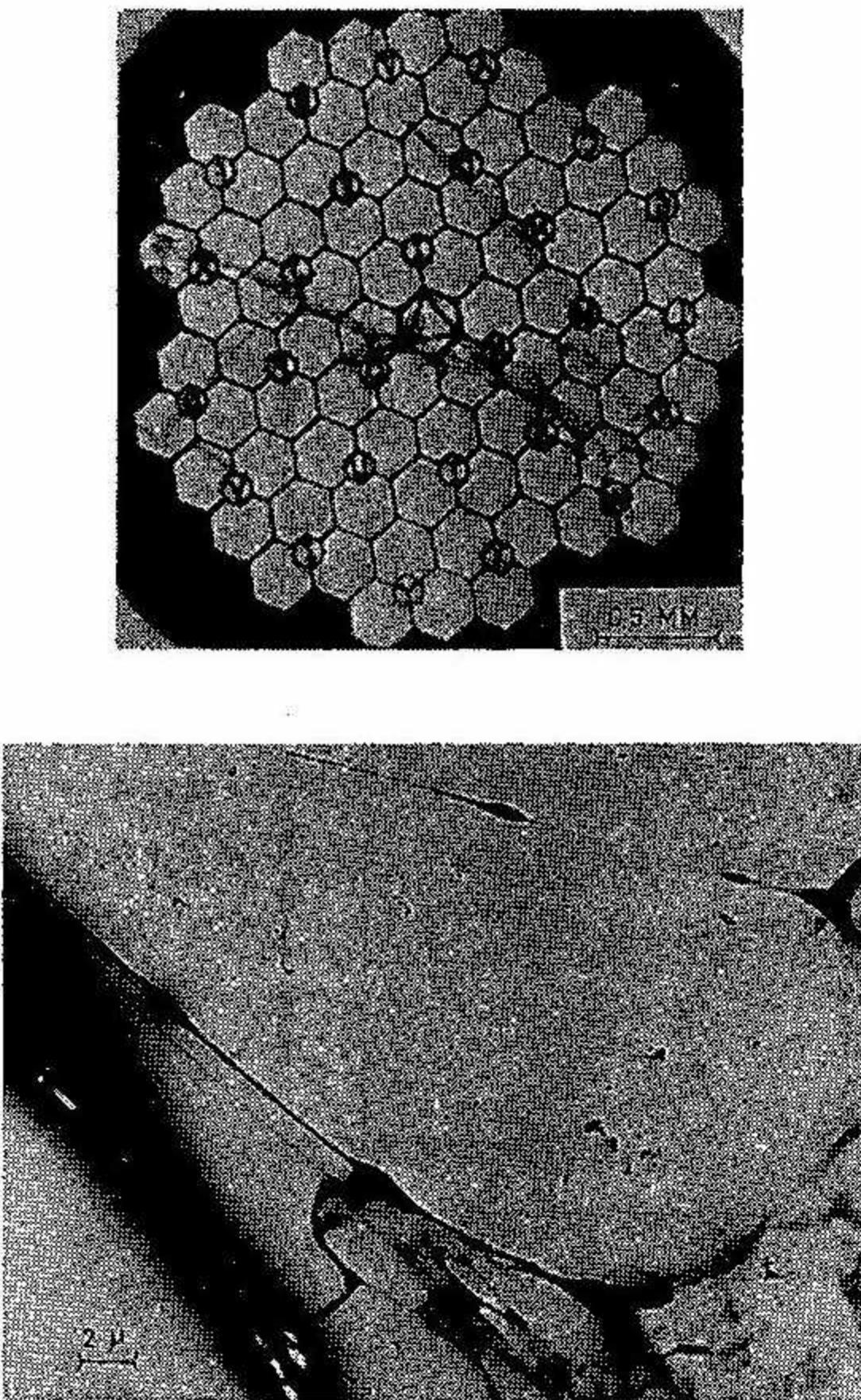
るものを白丸印で示した。また縦軸右に Junge の分布と比較のために空間濃度をとっている。

対数表示のため電子顕微鏡では  $0.2 \mu$  以下は不精確、また  $1 \mu$  以上も数不足のために不精確であるが、その間は直線分布となって、Junge の  $1/d^3$  法則と平行であることがわかる。光学顕微鏡によるものは  $1 \mu$  以下は不精確であるが、それ以上は直線分布になっているので、両方併せて  $0.2$  から  $6 \mu$  の間は大体 Junge 分布に似ていることがわかる。

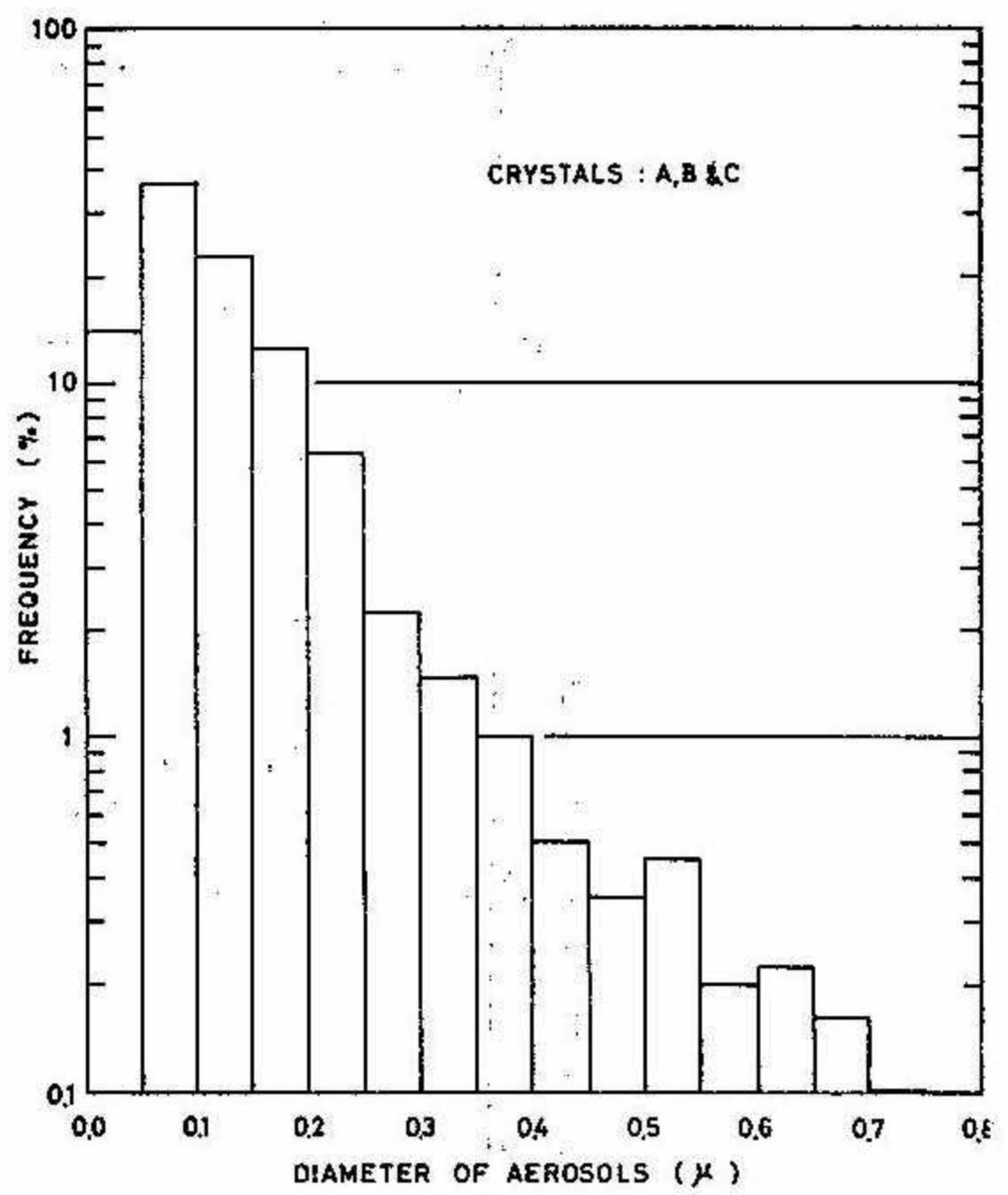
電子顕微鏡でみられるエアロゾルの面積密度は結晶の他の部分にも適用されると仮定すると結晶 1 ケあたり  $2 \times 10^6$  ケのエアロゾルを付着していることになる。当時の雲底を  $500 m$ 、浮遊エアロゾルの空間濃度を  $1 \times 10^4 / m^3$  と仮定すると、上記の数は結晶が降下中にさらった体積中に含まれるエアロゾルの  $1/3 \sim 1/2$  を付着したことになる。電子顕微鏡で数えたエアロゾルの数は、 $0.05 \mu$  以下が測られないことを考えると捕捉率が 1 近くなる。このことは拡散や静電気の影響を考えても一寸大き過るようであるが、しかし観測事実である。



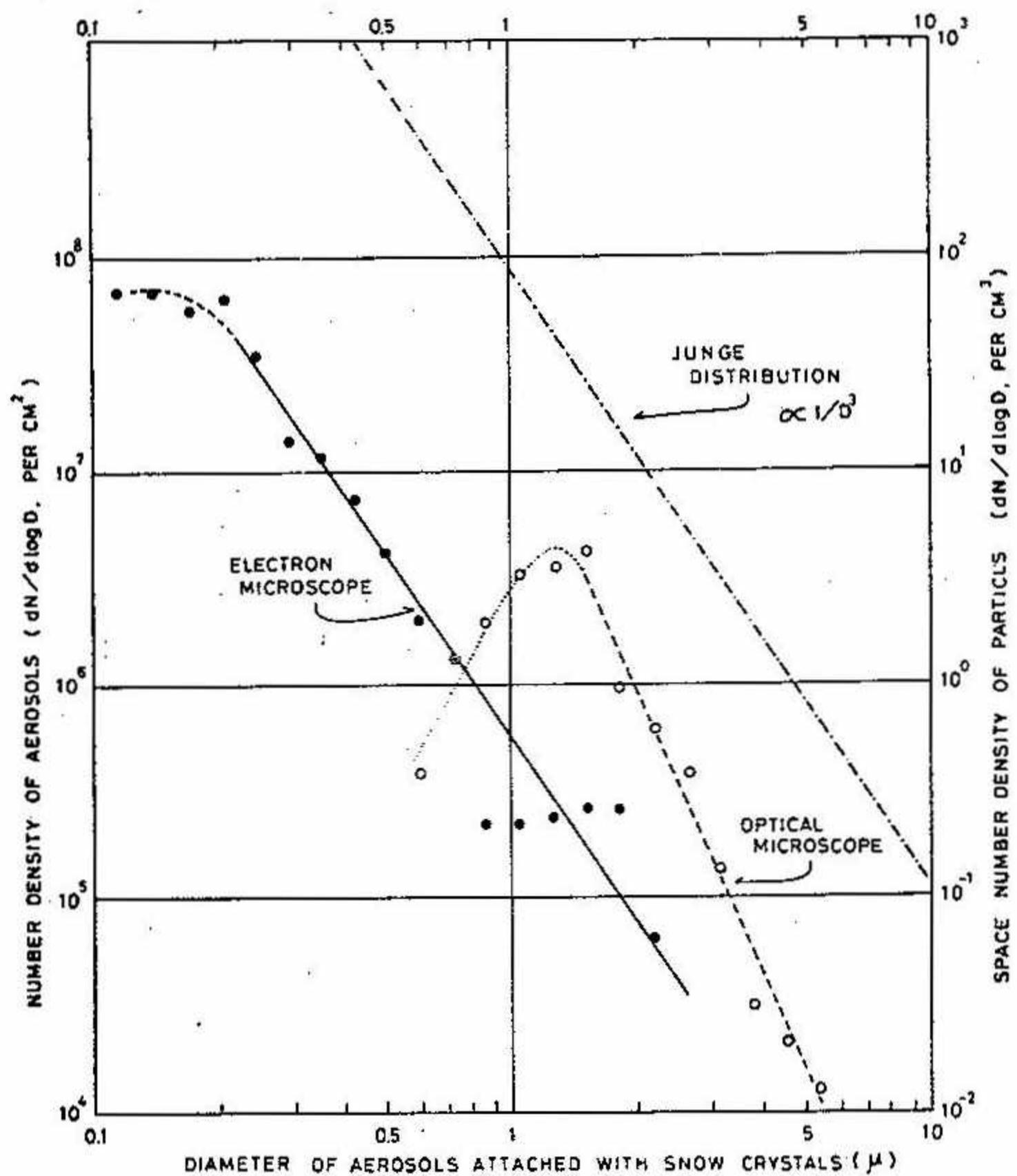
第 3 図



第 4 図



第 5 図



第 6 図

## 7. エーロゾルと視程

内田英治（気象庁）  
今井俊男（札幌管区気象台）

### はじめに

札幌市における数年冬期間における視程がよくなつた。これは札幌市の煤煙規制条例（昭和37年）、さらに強化された公害防止条例（昭和45年）の効果が現われたものである。しかしそまだ可成り濃度の高いスモッグに包まれることがある。煤塵効果では捉え難いので北大孫野教授の御指導によりガードナーカウンターを使用し、昭和48年12月および昭和49年2月に気象台を中心として半径6kmの円周上に東西南北の4測定地点を選定し測定した結果を報告する。

#### 1. 煤霧と視程について

札幌における月別濃煙霧日数（1959～1966）からピークは12月である。今回はこれに着目し1973年12月および1974年2月を主として測定した。浮遊煤塵が濃煙霧発生の主因となっていたときには、浮遊煤塵の濃度指数の日変化と視程の逆数の日変化は図に表わすと相似した変化図が得られる。（第1図）

#### 2. 視程とエーロゾル

レーレーの散乱の場合消散係数を  $S\lambda$  としたとき視程  $V_m$  は次式のように示される（昼間の場合）。

$$V_m = \frac{3.912}{S\lambda} \quad \dots\dots\dots(1) \text{ また}$$

$$S\lambda = \pi r^2 N E \quad \dots\dots\dots(2) \text{ ただし}$$

$r$ =粒子半径、 $N$ =粒子濃度、 $E$ =散乱面積係数（ $E$ はレーレー散乱の場合  $0 \sim 3.9$  の値をとり、光の波長  $\lambda$  としたとき、

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \text{ の関数となる)$$

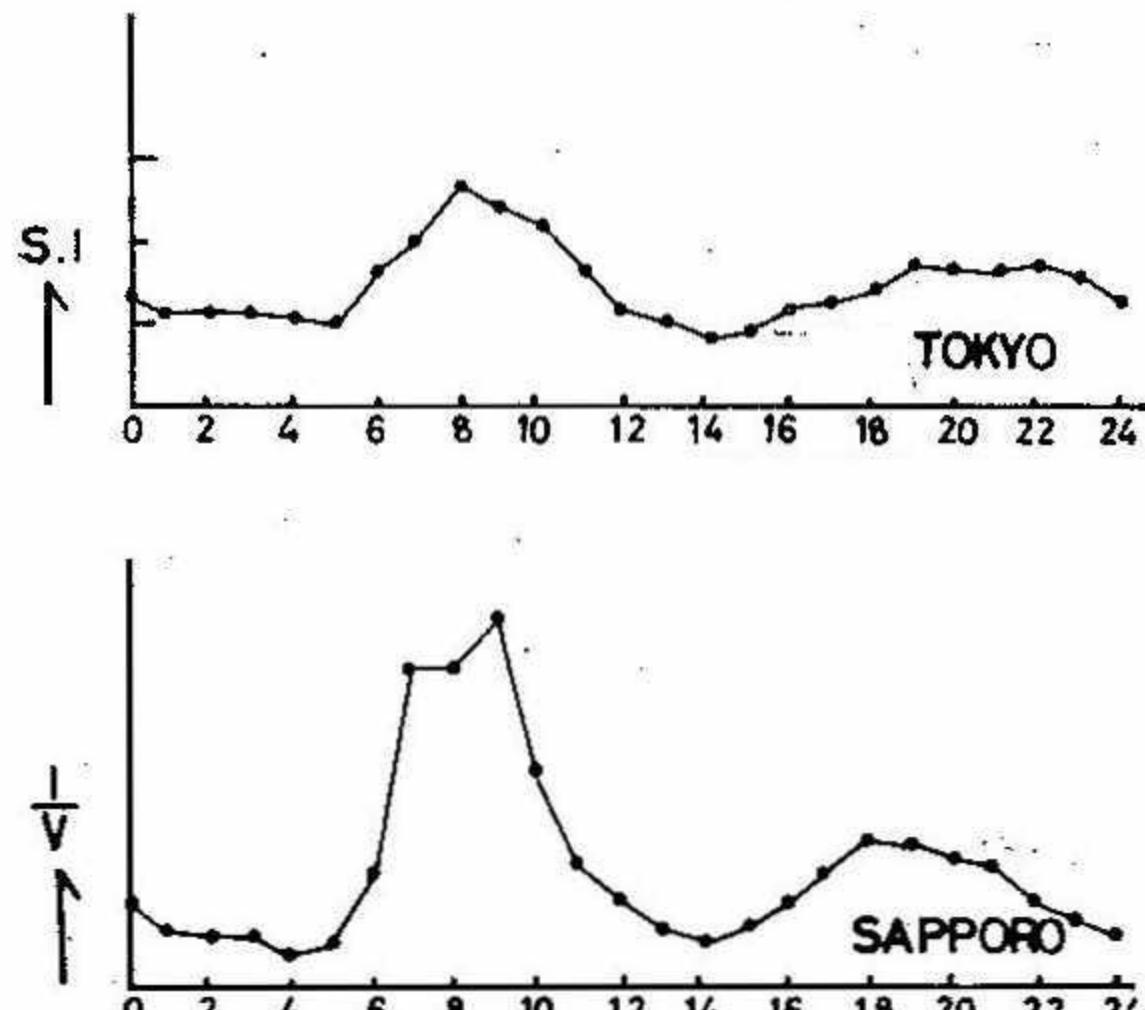
いま光の波長  $\lambda$  として目の感知エネルギー最大の場合をとると  $\lambda = 5500 \text{ Å}$  が用いられる。

(1)および(2)の式より

$$r^2 E = \frac{S\lambda}{\pi N} = \frac{3.912}{V_m \pi N} = \frac{1.245}{V_m N} \quad \dots\dots\dots(3)$$

$$\text{故に } r^2 (\mu) E = \frac{1.245}{V_m (\text{km}) N} \times 10^3 \quad \dots\dots\dots(4)$$

$$\text{さらに } E(x) = E \left( \frac{2\pi r}{\lambda} \right) = E (1.142 \times r (\mu)) \quad \dots\dots\dots(5)$$



第1図 浮遊塵濃度指数と視程障害度の日変化

上：浮遊塵濃度指数の日変化（東京）

下：視程障害度の日変化（札幌）

いまレーレー散乱 ( $r \ll \lambda$ ) の場合を考えると  $E = \lambda^{-4}$  に比例することになるので  $x^4$  に比例するとしてよい。

1973年12月10日の11時と15時の観測から視程とエーロゾル値を代入する。

$V = 8 \sim 25 \text{ Km}$ ,  $N = 0.05 \sim 1.10 \times 10^5$  を用いて(4)式から

$$r = 0.15 \sim 0.23 \mu$$

前述の仮定を用いると観測値から求めた粒子半径はほとんど一致している。この粒子半径は海塩核の最小粒径に大体等しいものであるが、粒子が水分を吸収すると  $r^2$  は急に大きくなつて視程をより以上に悪化させる。

### 3. エーロゾルの分布

#### (1) 流線パターンの分類

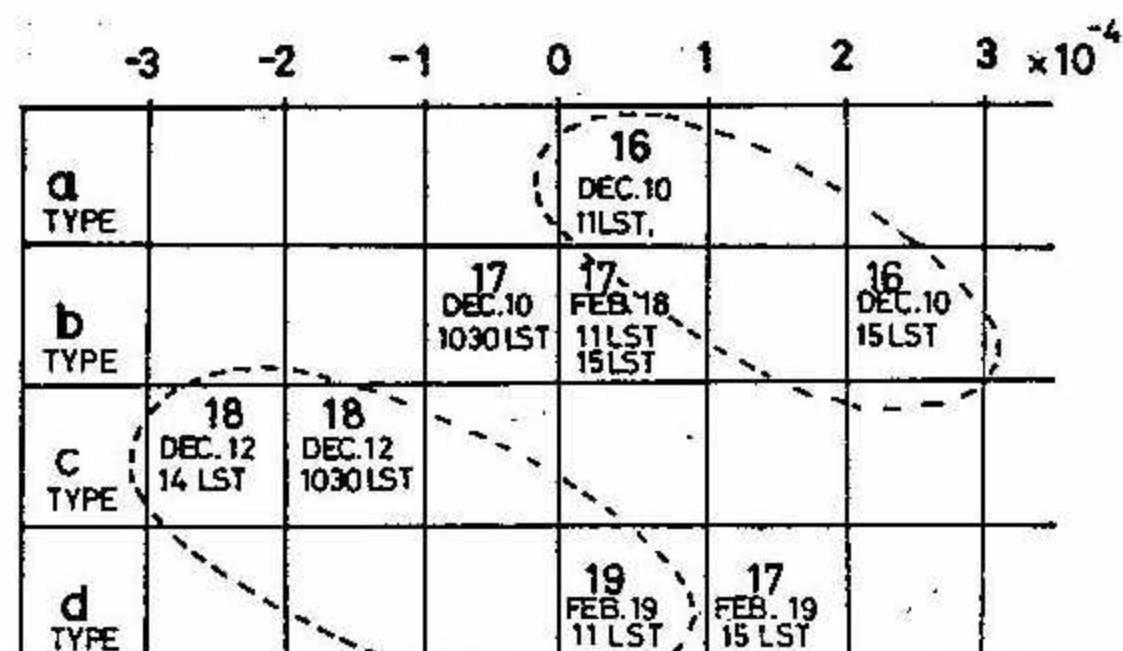
ペラミー法によって気象台を中心として4象限にわけて計算し分類し、夫々の特性にもとづいて4つのパターンに分けることができる。

- ア 北西の風で一様になる ..... a タイプ
- イ 全般的には北西だが一様ではない ..... b タイプ
- ウ 全般的に南東だが一様ではない ..... c タイプ
- エ 南東の風で一様になる ..... d タイプ

#### (2) 視程とエーロゾルの関係を5階級に分ける。

I	II	III	IV	V
40 ~ 49 Km	30 ~ 39 Km	20 ~ 29 Km	10 ~ 19 Km	0 ~ 9 Km
1000/cc ~ 3000cc	3000/cc ~ 8400cc	8400/cc ~ 24000cc	24000/cc ~ 70000cc	70000/cc ~ 200000cc

I、II、III、IV、Vの指標合計によって分布を求めた(第2図)。a、bは綺麗、c、dは汚濁のパターンとなる。



第2図 発散収場におけるエーロゾル分布  
と視程

## 8. 降雪に伴う ION, AEROSOL の挙動について

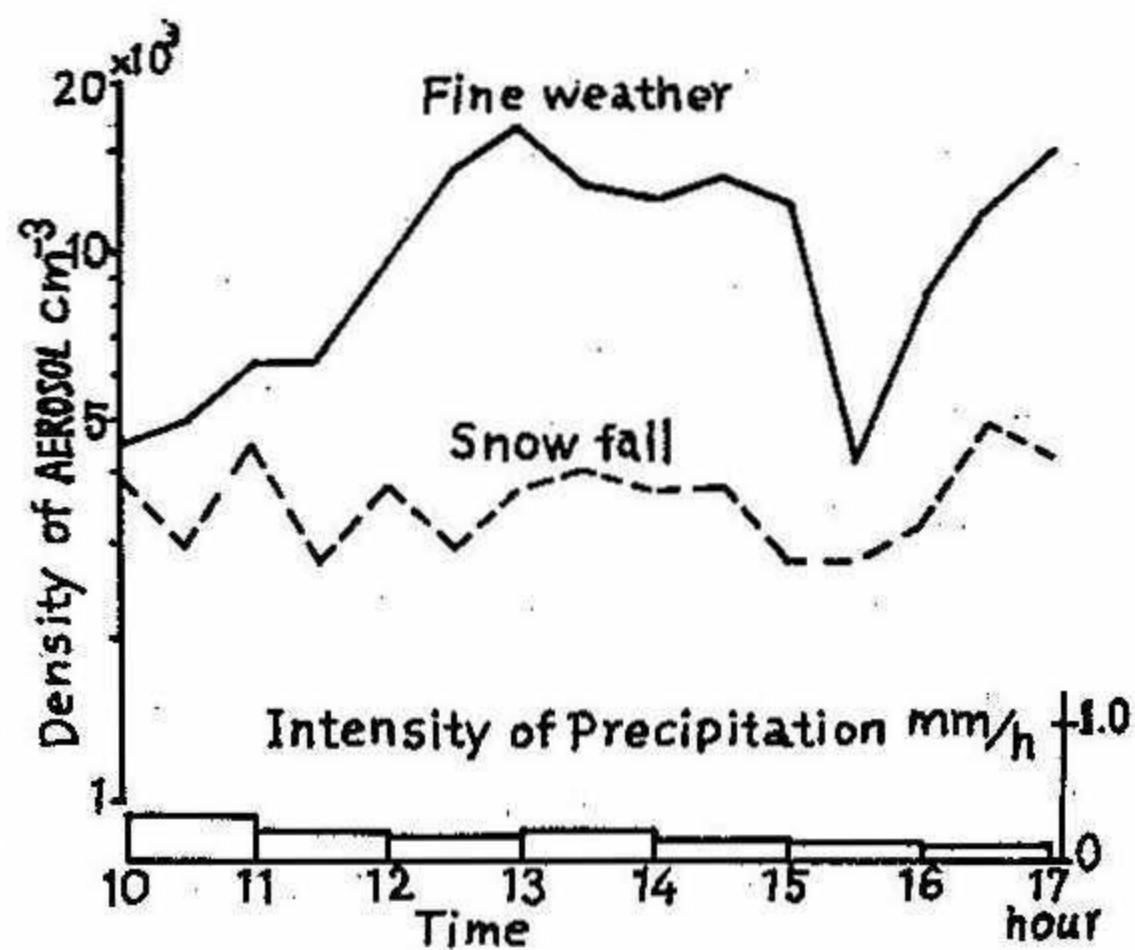
織笠桂太郎・丹治辰男・沖野典夫  
(室工大)

### I はしがき

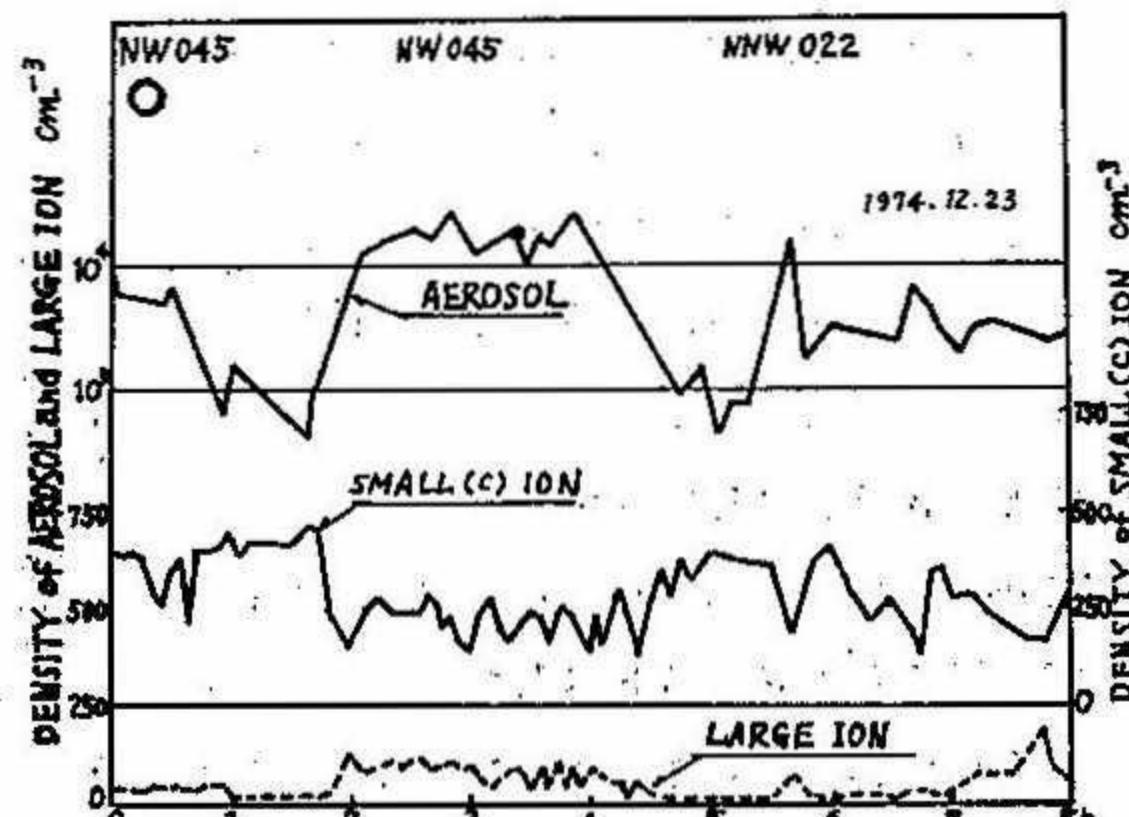
本報告は別報「地吹雪の電荷分離機構」の「III. 自然の降雪時のイオンの観測」の項目で行われた観測データの中から代表的なものを集録したもので、降雪による大気の浄化作用効果と、このときの ION と AEROSOL の挙動を調べるのが目的である。今回は極小イオンと大イオンと AEROSOL だけに注目してみた。

### II 結 果

第1図は降雪時と晴天時の AEROSOL の濃度を比較したもので、ガードナーカウンター ( $10^{-3} \mu$  以上の粒径の粒子を測定した。イオンでいうならば極小イオンの一部まで含む) によって測定した結果である。実線は晴天時の AEROSOL 濃度を示し、横軸の時間帯で晴天であった場合の 5 日間の平均値を示した。点線は降雪時の AEROSOL 濃度で 3 日間の平均値である。従って一番下に示した降雪強度も 3 日間の平均値である。これによると 12 時から 15 時の最も AEROSOL 濃度の大きいところでは降雪によって 50% 以下 (最大 80%) に減少しているが、晴天時の AEROSOL 濃度が  $5000 \text{ cm}^{-3}$  以下のところでは 10% ~ 40% 程度の減少になっている。これは雪片の AEROSOL の捕捉率が AEROSOL 濃度が増大するに従って大きくなることを示しているようと思われる。第2図は快晴時における結果で、大イオンと AEROSOL は同じように変化し、極小イオン (図中に SMALL (C) ION と記したもの) は全くこれと逆の変化をしている。第3図は夜中から朝にかけての記録で、夜中の AEROSOL は非常に少いが第2図と同様に極小イオンとは対称的な変化をし大イオンとはほ



第 1 図

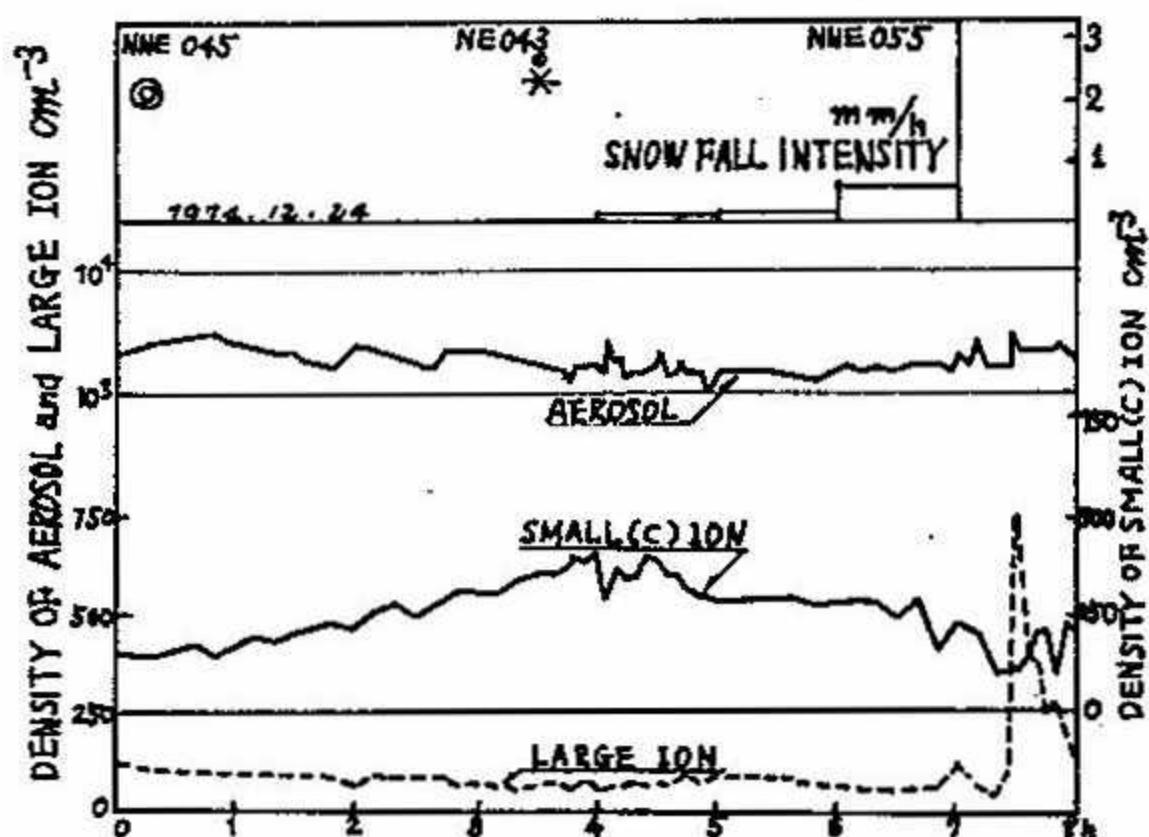


第 2 図

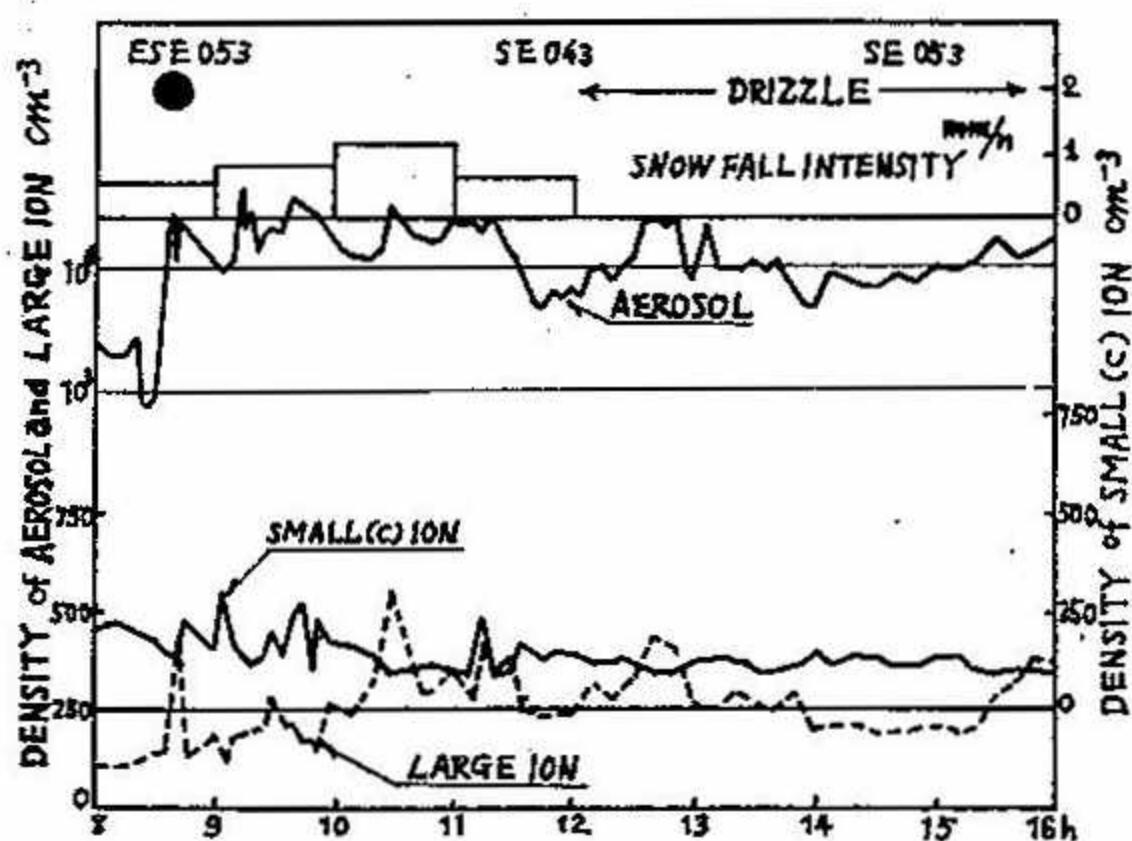
ぼ同じような変化をしている。ただ7時から8時にかけて降雪強度が著しく強くなると大イオンが著しく増加している現象は乾いた雪が降るときとは全く反対の現象で興味深い。第4図は第3図の続きで、みぞれから雪になってAEROSOL濃度が急に増加して大イオンが増加しているのは非常に興味深い。勿論極小イオンは減少している。第5図は第4図の続きでDRIZZLEから雪片に変ると同時にAEROSOLと大イオンは減少はじめ、極小イオンが増加しているのが明瞭に観察される。

### III あとがき

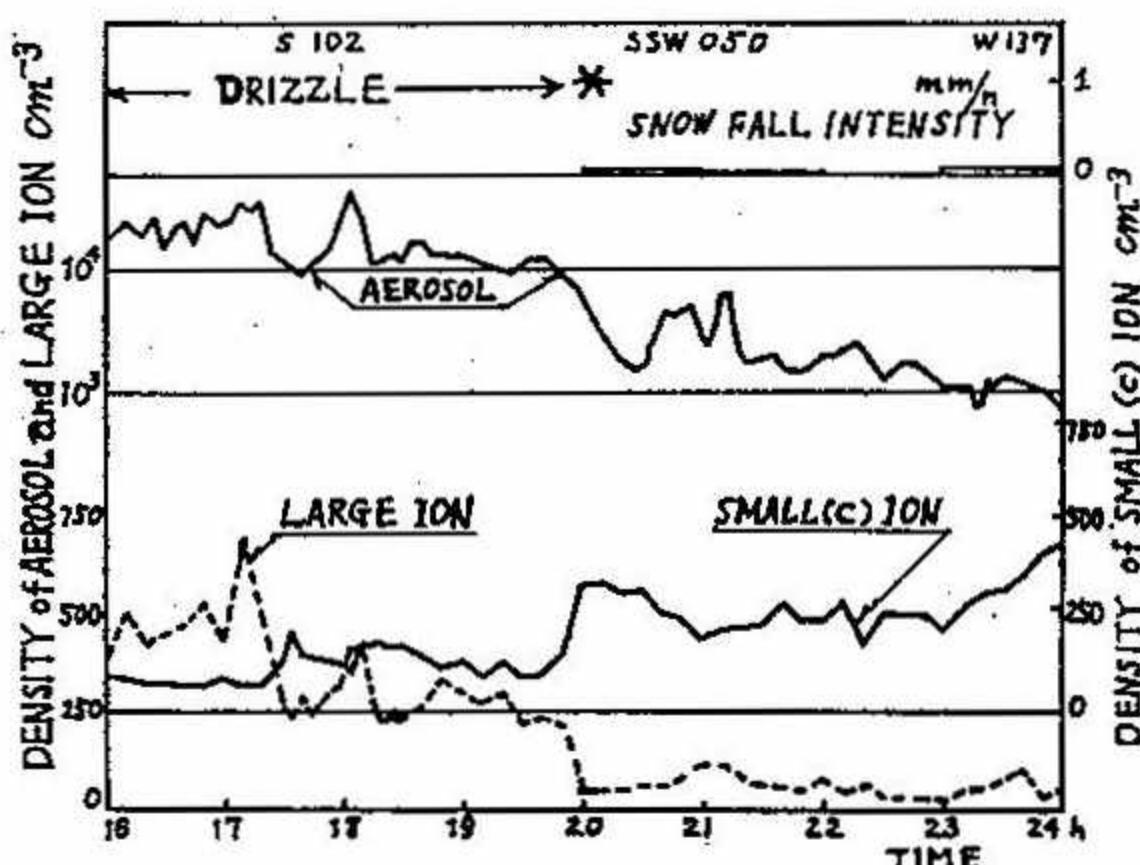
以上の結果から、AEROSOLが増加すると極小イオンが減少して大イオンが増加することと、この逆の現象を明瞭に観察することが出来た。これはAEROSOLの増加によって極小イオンがAEROSOLに吸着される割合が増加し、その結果として大イオンが増加し、AEROSOLが減少するとAEROSOLが極小イオンを吸着する割合が減少して極小イオンが増加し、大イオンが減少すると考えられる。言いかえれば、本質的に発生しているのは極小イオンであって、大イオンはAEROSOLがこれを吸着することによって二次的に発生している現象のように考えられる。小イオン、中イオンの領域の測定が今回出来なかつたが、これがなさればこの粒径領域のAEROSOLに極小イオンがどのように分配されるか明らかになるであろう。又雨が降るとAEROSOLが増加するのはどうしてか今のところ不明である。つまり増加したAEROSOLの正体がやはり固体微粒子なのか或は降雨中であるから微水滴なのか興味ある問題である。ガードナーカウンターは微水滴もAEROSOLとし



第3図



第4図



第5図

て教えるものかどうか著者の知るところでないが、降雨時のAEROSOLの急増に対しても極少イオンが減少して大イオンが増加することには変りはない。第1図の結果を極端な見方をすれば、降雪程度の大小にかかわらず、兎に角或程度以上の雪が降ればAEROSOL濃度が $500\text{ cm}^{-3}$ 以下になっているようだが、この点捕捉率の問題を考える場合、参考になるのではないかと思われる。

## 9. 地吹雪の電荷分離機構について

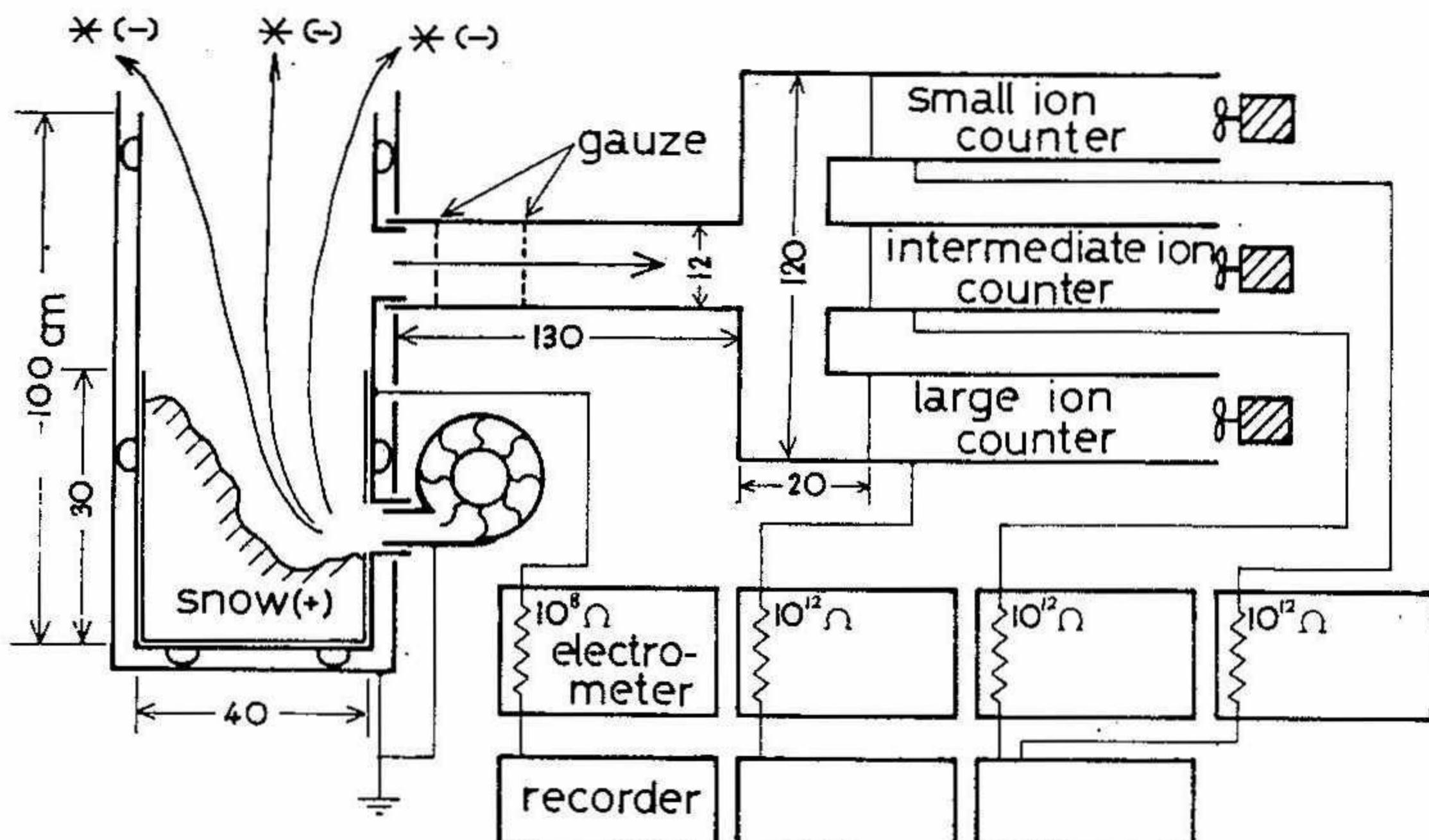
織笠桂太郎・丹治 辰男・沖野 典夫  
(室工大)

### I 手稻山頂における地吹雪の観測

1960年手稻山頂にて地吹雪(地上60m位まで雪片が舞上った)が発生した際、空中電場は正で $1000V/m$ 以上に達し、落下してくる雪片の電荷は殆んど負の値をもっていた。従ってこの正の電場は雪片の電荷によるものでないことは明らかである。

### II 人工地吹雪に関する実験

(その1) 吸収管による測定 その後ニセコ山麓にて第1図の左側に示すように人工地吹雪を発



第 1 図

生させブロアーで吹き上げられた雪片をファラデーケージで受けて負の電荷を持つことを確め、この空気をスチールウールを充填した吸収管で吸入したところ、スチールウールは正に帯電した。この正電荷をもった粒子はイオン状のものと考え次のような実験を行った。

(その2) 3台のイオンカウンタによる同時測定 第1図の右側に示すように大中小イオン計(円筒コンデンサ形)をセットして表-1に従って測定を行なった。実験(I)～(3)で一通りの測定が終るが+イオンと-イオンの測定は同時にできないので、一通りの実験では6回の資料の交換と測定が行われたのである。第2図はその結果であるが図に示した測定値は、ブロアーで雪片を吹き上げ、飛雪が舞い上らなくなるまでの間のイオン濃度の約2分間の連続記録の中の最大値を○、△、□、○、△印等で5通りの実験を区別してプロットしたものである。縦座標は正、負イオン濃度、横

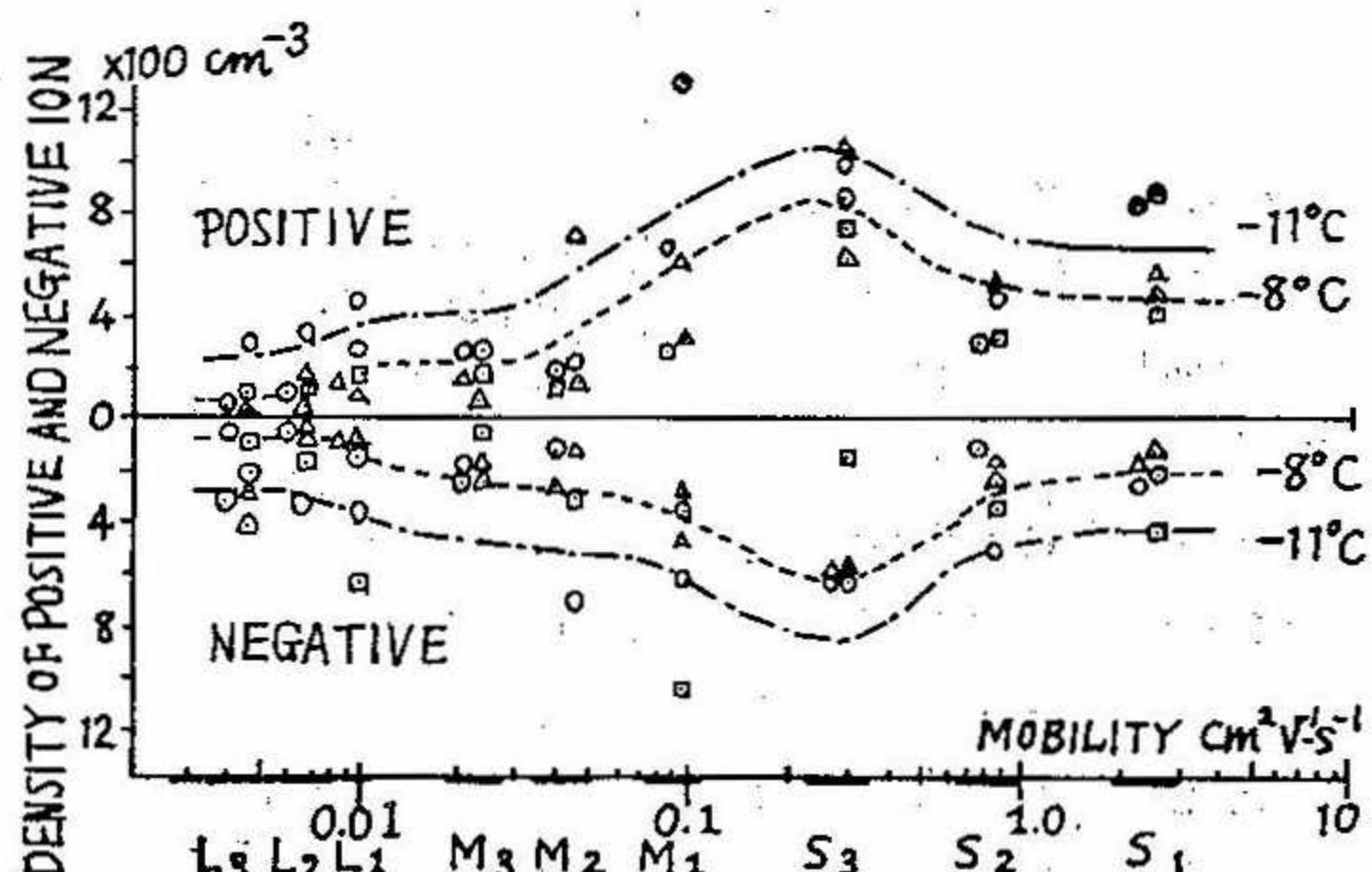
座標は移動度で太線で示した範囲の移動度をもつすべてのイオンの濃度をこの太線の真中の移動度の座標に対してプロットしたものである。この結果をみると測定した全領域の移動度のイオンが発生しており、特に移動度が 1.0 の小イオンから 0.05 の中イオンの間が著しく多く観測され、雪の温度に着目すると、実線で示した -11°C の方が、点線で示した -8°C よりもイオン数の発生が多い。この結果は勿論、自然大気中のイオン数を差し引いた正味の発生量である。以上の結果をすべて平均すると第 3 図の如くになり、正イオンが負イオンよりも多く観測される傾向が見られ、吸収管のスチールウールが正に帯電したのはこのイオンによるものと考えられる。又図一の左側の新雪を盛った円筒状容器（トタン製）は正に帯電することも認められた。以上の実験結果によって手稻山の地吹雪の現象をふりかえってみると、1000 V/m 以上の強い電場は発生したイオンの空間電荷によるものであり、一旦舞い上って落ちてくる雪片の電荷が負であるということは、第 1 図の円筒の外に飛びだした雪片が負であることと一致する。実験装置の円筒が正に帯電するということは、地吹雪の際雪面は正に帯電するということになる。

### III 自然の降雪時のイオンの観測

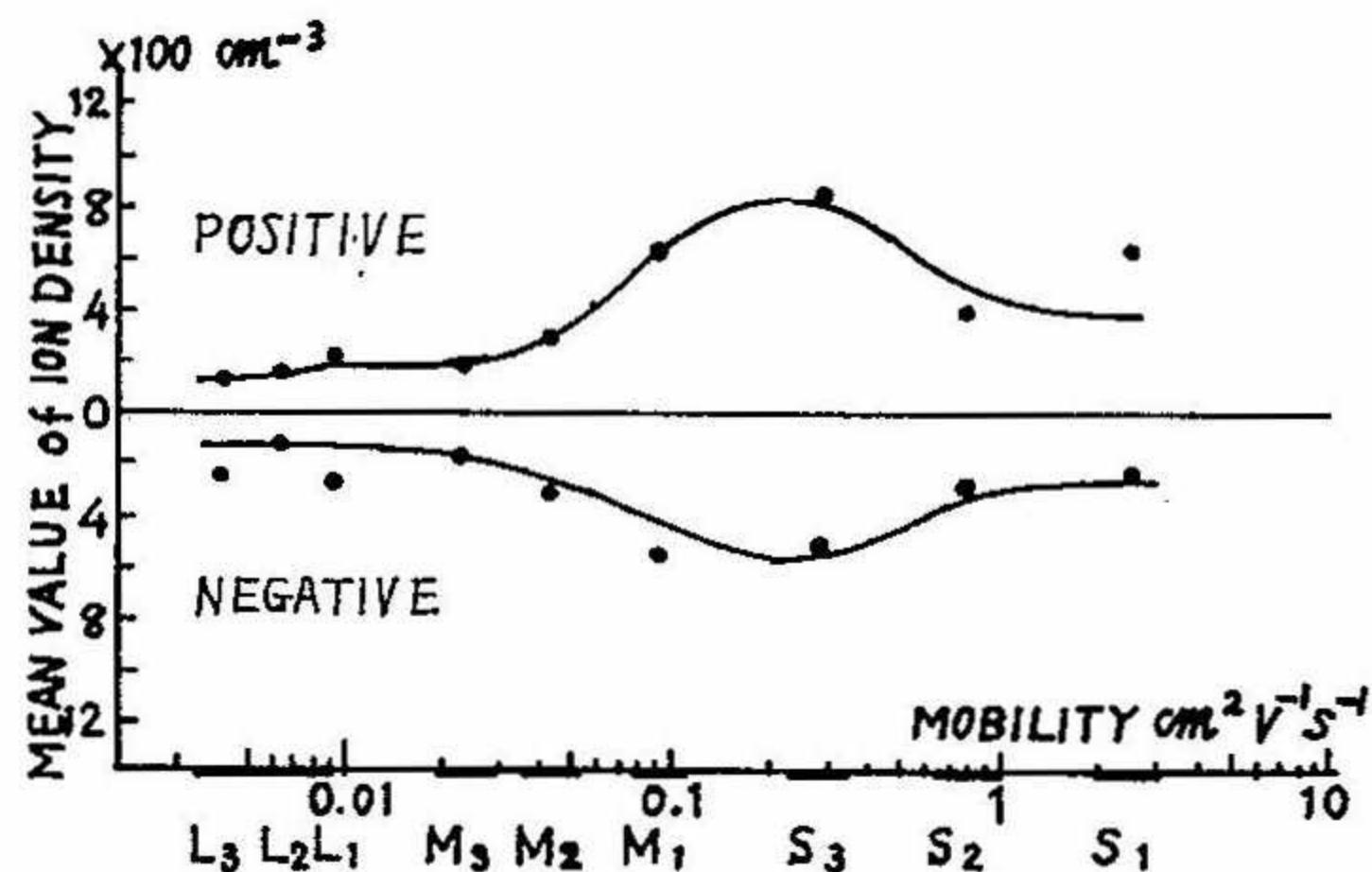
以上のような電荷分離が自然の降雪雲又は雷雲の中で起

		小イオン計	中イオン計	大イオン計
電極の大きさ	外部電極半径 $r_0$ (cm)	4.2	4.2	4.2
	内部電極半径 $r_1$ :	1.0	1.9	2.5
	第 1 電極長さ $L_1$ :	30.2	30.3	30.3
	第 2 電極長さ $L_2$ :	14.8	14.7	14.7
実験	流量 (L) $\text{cm}^3/\text{sec}$	2500	2000	1000
	印加電圧 V	$\pm 6.4$	$\pm 72.6$	$\pm 230$
(1)	移動度 $f_{\text{ec}}$ $\text{cm}^2/\text{V}\cdot\text{sec}$	$2.93^{(S_1)}$	$0.112^{(M_1)}$	$0.00114^{(L_1)}$
	$f_{\text{ed}}$ $\text{cm}^2/\text{V}\cdot\text{sec}$	1.98	0.076	0.00078
実験	至	2500	2000	800
	V	$\pm 19.2$	$\pm 58$	$\pm 271$
(2)	$f_{\text{ec}}$	$0.98^{(S_2)}$	$0.052^{(M_2)}$	$0.0078^{(L_2)}$
	$f_{\text{ed}}$	0.65	0.035	0.0053
実験	至	2500	1500	500
	V	$\pm 53.5$	$\pm 219$	$\pm 262$
(3)	$f_{\text{ec}}$	$0.35^{(S_3)}$	$0.028^{(M_3)}$	$0.0051^{(L_3)}$
	$f_{\text{ed}}$	0.23	0.019	0.0034

表 一 1



第 2 図



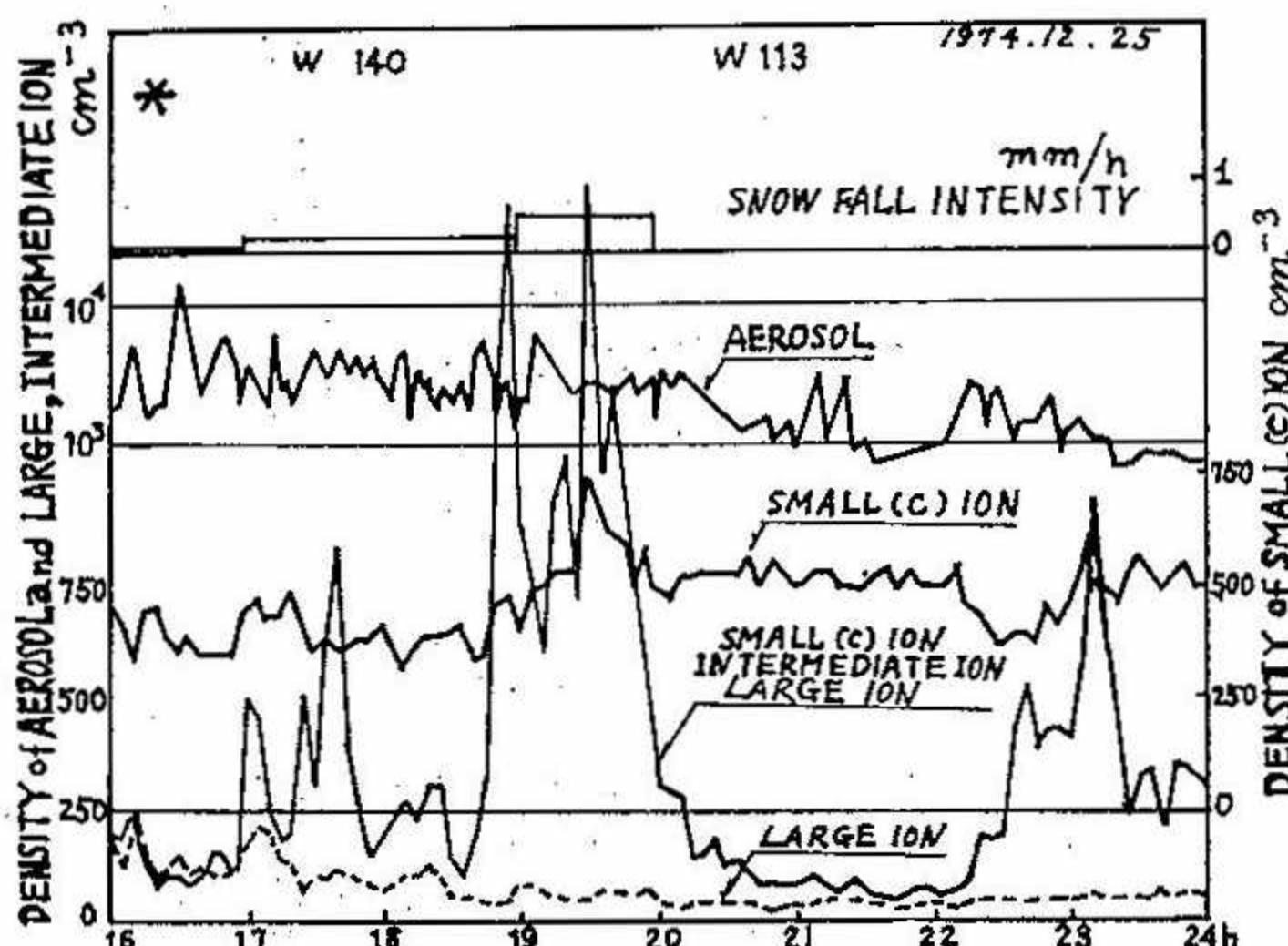
第 3 図

り得るかどうかを確かめてがかりとして、降雪中の自然大気を吸入してその中のイオンを測定してみることにした。本来ならば正負両イオンを同時に測定せねばならないが、これまでの経験でおよそ正の方が優勢であることがわかっているので今回はすべて負イオンだけを測定してみた。大イオン計はそのままにして、小イオン計は極小イオン計（即ち伝導率計、図中には SMALL (C) ION と記した）として、中イオン計は極小イオン、小イオン、中イオンまで全部捕捉できるようにセッテッドした。つまり第2図のような傾向がもしあるとすればこの中イオン計によって著しくその傾向が強調されて観測されることになるわけである。その結果の一つを第4図に示した。図の真中当たりに著しく大きなピークを示しているのがこの中イオン計で観測されたイオン濃度の変化である。このような現象は風速は1.0 m以上で、特に降雪強度が大きいところで発生している。また風が強くとも降雪強度が弱いところではこのような現象がみられないようである。従って強い風を伴って多量の雪が降れば第2図の実験と同じ結果が得られる。

#### V 結 論

以上の実験と観測から、一

般の層雲、又は雷雲の中に於ても地吹雪と同じ電荷分離が発生していると考えて良いであろう。この結果は一般の層雲からの降雪は負の電荷を持っており、雲が正に帶電（イオン又はこれを捕捉した氷晶）すること、又雷雲の上部に正電荷（イオン又はこれを捕捉した氷晶）があり下部に負電荷（雪片）が分布することを暗示している点で非常に意義がある。しかし乍らこれについてはイオンの発生消滅の問題がからんでいるので今後はこの点にしづって研究を進めてゆきたいと思っているが、今のところ図-4からも知れるように中イオンの発生が著しく、又比較的安定なのではないかと考えている。



第 4 図

## V 北海道支部役員選挙と役員氏名のお知らせ

### 1. 北海道支部第9期理事選挙開票結果

49年5月27月開票、投票者数128、有権者数184、投票率70%、立会人・中岡幹事長、開票者・播磨屋・遠藤・村松幹事

定 員 7名

当 選 孫 野 長 治(北大理学部)	123票
" 関 口 理 郎(札幌管区気象台)	119票
" 和 田 英 夫(函館海洋気象台)	118票
" 増 沢 讓太郎(札幌管区気象台)	116票
" 浅 野 芳(札幌管区気象台)	114票
" 井 上 力 太(北大工学部)	111票
" 石 田 完(北大低温研)	108票
次点 1 菊 地 勝 弘(北大理学部)	11票
" 2 渡 辺 正 雄(札幌管区気象台)	5票

以下省略

### 2. 支部第9期(49年6月~51年5月)役員氏名

全国理事・北海道支部長	孫 野 長 治
支部常任理事	関 口 理 郎
支部常任理事	浅 野 芳
支部常任理事	石 田 完
全国理事・支 部 理 事	増 沢 讓太郎
支 部 理 事	井 上 力 太
支 部 理 事	和 田 英 夫
支 部 幹 事 長	播磨屋 敏 生
支 部 幹 事	下 田 正 一
支 部 幹 事	遠 藤 辰 雄
支 部 幹 事	村 松 照 男

## IV 昭和49年度支部事業報告

(1) 支部だより(№19) 49年4月発行

(2) 支部第9期役員選挙 5月27日開票

(3) 「冬の低気圧」に関するシンポジウム

49年12月16日(月)北海道支部、札幌管区気象台共催で札幌管区気象台において実施。発表者は斎藤直輔(気象研)、宮沢清治(気象庁)、岡林俊雄(気象庁)、村松照男(札幌管区)、七沢謙(札幌管区)、山崎武(札幌市在住)、栗原正之(北電技研)の各氏。出席者約100名。シンポジウム報告「天気」に投稿中。

(4) 第1回支部研究発表会

50年3月20日(木)北大理学部において実施。論文9篇、出席者約30名。

## VII 昭和49年度役員会報告

### 1. 昭和49年度第1回理事会 49.6.17 於 札幌管区気象台

(1) 出席者 孫野・増沢・関口・石田・浅野・中岡・播磨屋・下田・遠藤・村松

(2) 議事

ア 第9期支部理事選挙開票結果を報告した。

イ 新任の各理事の互選により、孫野長治理事を新支部長に、また石田・浅野・関口の各理事が常任理事に選出された。

ウ 新理事・幹事の業務分担が次のように決定した。

理事	講演担当	関口理事	幹事	総括企画	播磨屋幹事長
	支部だより担当	浅野理事		庶務会計	下田・村松幹事
	会計監査	石田理事		支部だより	遠藤幹事

エ 48年度事業経過を中岡前幹事長より報告され承認された。

オ 48年度会計報告を中岡前幹事長と下田幹事によって行なわれ承認された。

カ 49年度事業計画と予算案が審議され次のことが決まった。

① シンポジウム「冬の低気圧」を以下の要領で行う。

- 共催 日本気象学会北海道支部、札幌管区気象台
- 日時 昭和49年11月27日
- 会場 札幌管区気象台会議室
- 招待講演2名 斎藤直輔氏、宮沢清治氏

応募講演は5人ほどとし「天気」にて公募する。

② 支部研究発表会はシンポジウムがあるので今年は1回だけとする。3月中旬、北大にて。

③ 講演会は本年度は休み

④ 支部だよりNo.19は49年4月中旬発行済、No.20は50年4月に予定する。

### 2. 昭和49年度第2回理事会 49.9.21 於 北大理学部

(1) 出席者 孫野・石田・増沢・関口・浅野・播磨屋・下田・遠藤・村松

(2) 議事

ア 「冬の低気圧」に関するシンポジウムについて以下のように決めた。

- 座長については、午前の部孫野支部長、午後の座長は関口理事
- 発表の順序について

午前の部 1. 斎藤直輔氏

2. 宮沢清治氏

3. 岡村俊雄氏

午後の部 1. 村松照男氏

(オリジナルな研究発表) 2. 七沢謙氏

3. 山崎武氏

#### 4. 栗原正之氏

なお、岡林氏の発表はオリジナルでないので午前の部に含めることで了解された。

- 予稿集は1人2ページほどで〆切は10月31日、参加者全員に配布し、また、支部だよりNo.20と合本し、全会員に配布する。
- 会員通知は「天気」に掲載し道内は郵送する。
- 講師の旅費は不足分の一部支部負担とする。
- 懇親会は札幌管区気象研究会の懇親会と共に催で会費700円にて気象台会議室で行う。

#### イ 報告事項

- 賛助会員名簿で札幌市が印刷もれになってしまった件について、浅野理事、下田幹事が市役所に訪問して了解してもらった。
- 学会奨励金の推奨したが通らなかった。

#### 3. 昭和49年第3回理事会 50.1.20 於 札幌管区気象台

(1) 出席者 孫野・増沢・浅野・播磨屋・下田・遠藤・村松

(2) 議事

##### ア 支部研究発表会について

日時 3月20日 午前10時-17時

場所 北大理学部地球物理講議室

申し込み〆切は2月28日 なお、講演者は発表当日まで「支部だより」掲載用の原稿を400字5枚までを提出する。

##### イ 支部だよりNo.20の発行について

内容 シンポジウムの予稿集、支部研究会の発表要旨、理事選挙結果公示、新支部長の抱負、48年度会計報告、49年度会計中間報告、会員動静、解説（村松氏）

#### ウ 報告事項

- シンポジウムはストの関係で11月27日から12月16日に延期した。またその報告は「天気」に20ページほど載せる。その前に地区編集委員の目を通す。別刷（無料）が足りないので追加（有料）を印刷してもらい、発表者全員に30部づつ渡す。

#### エ その他の

① 孫野支部長よりニューメキシコ鉱工大学のBrook氏が北大に来るので、支部講演会を開いてはどうか（5月中旬）の動議があり了承された。

② 浅野理事より「天気」に「読者のひろば」が1月から掲載されるので投稿して欲しいとの呼びかけがあった。

③ 増沢理事より学会理事懇談会の報告が以下のようにあった。

- 来年度は10～25%の会費値上げの必要があること。
- IUGGに学術会議から2名分の旅費が出た。
- IUGGの総会を1979年日本に予定している。

④ また、昭和51年度の秋季大会は当支部の当番であるが、たまたま札幌管区気象台100年祭とかさなるので、当番の1年繰り下げを本部に交渉中であるとの報告があった。

## VIII 昭和48年度支部会計報告

### ◦ 収入の部

前年度繰越金	5 9,716 円
支部交付金	1 2 8,320 円
入会金	1,100 円
郵便貯金利子	3,850 円
計	1 9 2,986 円

### ◦ 支出の部

支部だより	5 0,000 円
特別講演会	1 0,000 円
研究発表会	2 8,000 円
役員会	1 1,550 円
通信費	5,296 円
事務費	3,000 円
翌年度繰越金	8 5,140 円
計	1 9 2,986 円

## 昭和49年度支部会計中間報告

### ◦ 収入の部

前年度繰越金	8 5,140 円
支部交付金	1 3 6,800 円
入会金	7,500 円
図書販売金	7,200 円
利息	4,331 円
計	2 4 0,971 円

### ◦ 支出の部

支部だより印刷代	5 0,000 円
シンポジウム案内状	7,500 円
シンポジウム予稿集	4 5,600 円
研究発表会維持費	7,265 円
理事会費	4,304 円
通信費	6,325 円
事務費	3,200 円
翌年度繰越金	1 1 6,777 円
計	2 4 0,971 円

## X 会 員 動 静

( 4 9 ・ 4 ・ 2 ~ 5 0 ・ 4 ・ 1 )

### ◦ 新 入 会 員

個人情報保護のため公開しておりません

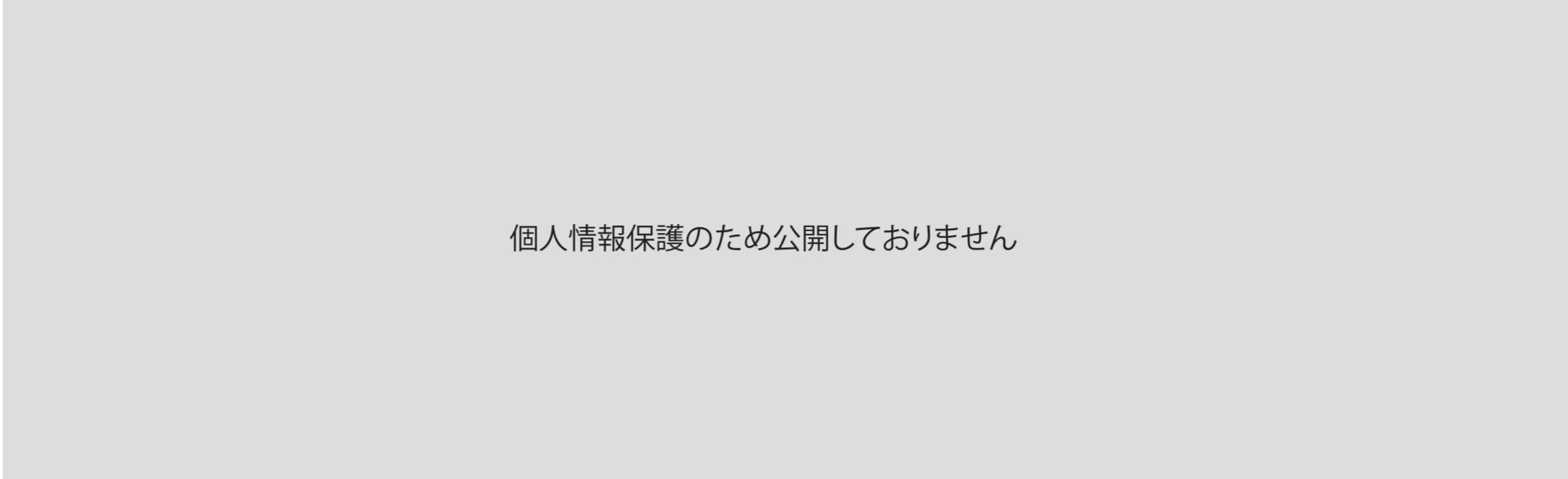
### ◦ 転 入 会 員

個人情報保護のため公開しておりません

### ◦ 北海道支部内で移動

個人情報保護のため公開しておりません

◦ 他支部へ転出



個人情報保護のため公開しておりません

◦ 退会者



個人情報保護のため公開しておりません

北海道支部だより No.20

---

昭和50年5月15日印刷  
昭和50年5月31日発行

編集兼  
発行者 日本気象学会北海道支部  
札幌市中央区北2条西18丁目  
札幌管区気象台

印刷所 北大生協プリント部

---