

— 日本気象学会 —

北海道支部だより

— 第 19 号 —

— 目 次 —

- I 転勤のごあいさつ
- II 昭和48年度第1回支部研究発表会予稿
(於札幌 札幌管区气象台)
- III 昭和48年度第2回支部研究発表会要旨
(於札幌 北大地球物理学教室)
- IV 昭和48年度役員会報告
- V 日本気象学会北海道支部第9期役員選挙告示
- VI 北海道支部通常会員名簿
- VII 会 員 動 静
- VIII 「冬の低気圧」に関するシンポジウム開催予告と研究発表募集

昭 和 49 年 4 月

日本気象学会 北海道支部

I 転勤のごあいさつ

支部長 須田 建 (札幌台長)

理事 内田 英治 (札幌技術部長)

〃 丸山 栄三 (札幌調査課長)

今年も春のきざしが見えていますが私達はそれぞれの思いを残して東京に転勤することになりました。私達のうちの二人(須田、内田)は札幌在任僅か1年ですので一層心残りですが、気象学会北海道支部役員として気持よく任期を過すことが出来、皆さまの御指導と御協力に心より御礼申し上げます。

最近の一年間にはそう忙しいことはありませんでしたが、全国に先がけて札幌市に賛助会員になっていたいたり、デンバー大学福田教授の気象と制御に関する最近の興味ある講演会を支部主催で開くことができたり、秋には学会と気象台共催の研究発表会をにぎやかに、しかもバリエーションを持たせて内実豊かに行なうことになったり、学会学術奨励金に村松会員を推挙できたり、当支部の活動は全国的に見てもかなり活発な方であったと思います。皆さんの御助力は大変有難くありました。とくに事務局の中岡さんにはすっかり御世話になりました。

今年の秋には今のところ「冬の低気圧に関するシンポジウム」が計画されていますが、どうか開催の暁には実りのあるシンポジウムが行なわれますように祈らざるをえません。

とくに北海道では土地柄を生かしての研究調査が盛んで、その中でも大学側は主として雲物理的な研究に中心をおかれていますし、気象台側は総観場、メソ場の局地的特性の解析などに主力をそいでいるようです。それが一緒になって研究会を開いたり、日常の機会をとらえて討論しあったり、データー交換することは大変良いことで、最近のように学問が細分化、複雑化してきた時にはある一面的方法論ではかたづけにくいという隘路が感ぜられます。そのときに大きな場の中における小さな場の特性を知ろうとする試みもどんなに重要なものか想像に余りあります。今のところ両方の場の接触点はまだ明白なものでありませんが、北海道のこの学会でのうるわしき協力体制は今後ますます発展させるべきものと考えます。

またAMTEXに関連して、降雪機構のモデルをたとえば石狩湾小低に関連ずけて考えることは、一層今後進歩させる必要があるでしょうし、札幌市を中心とした大気汚染調査もその独自性においてじっくり研究されるべきでしょう。皆様の一層の御努力と将来の御発展を心より願っています。

私達東京に行って職場はまちまちですが〔須田(気研)、内田(本庁)、丸山(東管)〕、陰ながら皆様の御力になればとも思っている次第です。これで一言ごあいさつといたします。

(昭和49年3月末)

日本気象学会北海道支部研究発表会目次

- | | |
|--|--|
| ※ 1. 降水洗滌 (第 3 報) (研究会誌 101~102p) | 札幌管区気象台 今井 俊男 |
| 2. 降雪の大気清浄作用の研究 (第 2 報) | 北 大 理 孫野 長治
窪田 貞子 |
| 3. 北海道近海の船体着氷 | 函 海 気 沢田 照夫 |
| 4. 北海道型電線着雪発生時の気象パターン (その 3) | 北 電 技 研 栗原 正之 |
| 5. 雪片・霰の粒度分布 | 北 大 理 播磨屋敏生 |
| 6. 降雪の電気伝導度・pH 測定からみた札幌市の大気汚染の拡がりについて | 北 大 理 菊地 勝弘 |
| ※ 7. 昭和 48 年 6 月 17 日根室半島沖地震による根室半島の津波について (研究会誌 69~70p) | 根 室 測 乳井 鉦一 |
| 8. 石狩平野の日降雪量の水平分布 | 北 大 理 菊地 勝弘
石川 照高
上田 博
藤田 慎一 |
| ※ 9. 大雪をもたらす帯状エコーの成因について
(研究会誌 93~94p) | 札幌管区気象台 小林 尚治
小倉 士郎
下田 正一
村松 照男 |
| 10. 小寒冷気魁の海上流出による変質の観測 (第 4 報) | 北 大 理 孫野 長治
菊地 勝弘 遠藤 辰雄
播磨屋敏生 坂本 洋和
足立 俊三 石川 照高 |
| ※ 11. 11 月という月 (研究会誌 131~132p) | 函 海 気 赤川 正臣 |
| ※ 12. 宗谷管内における「がけくずれ」と降雨との関係
(研究会誌 13~14p) | 稚 内 気 千島 昭司 |
| 13. 1973 年 9 月 1 日道央を通つた気圧じょう乱について | 札幌管区気象台 田村 和也 |
| 14. 大規模な寒冷うずの崩壊について
(その 1、極うず崩壊時の半球的基本場の特徴) | 札幌管区気象台 久保木光照
石井 英夫
田中 康夫 |
| 15. 大規模な寒冷うずの崩壊について
(その 2、主として北海道の夏の天候に及ぼす影響) | 札幌管区気象台 久保木光照
石井 英夫
田中 康夫 |

注 ※印は札幌管区気象台発行の昭和 48 年度「北部管区気象研究会誌」を参照して下さい。

孫野長治 (北大理)

窪田貞子 (北大理)

降雪前後のエアロゾルの連続測定をおこなっても、降雪時の濃度の減小量をそのまま降雪による除去作用の結果とは必しもみなすことは出来ない。降雪時には汚染された都市の気塊が清浄な郊外の気塊と置きかわる可能性があるからである。

10 MARCH 1972

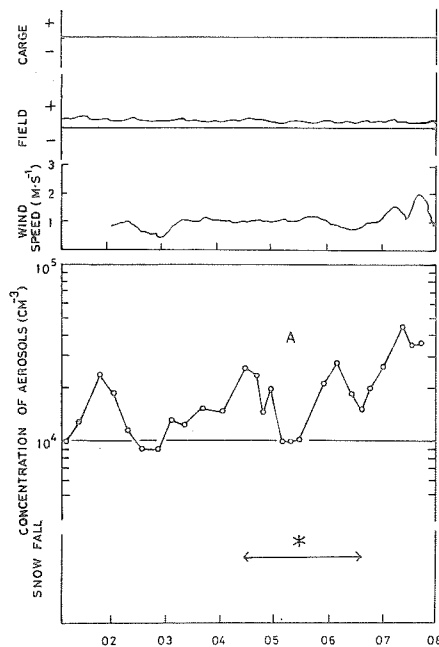


Fig. 1

第1表 エアロゾルの捕捉率

Case	t (mm)	V (cm/s)	Δt (min)	n (/cc)	Δn (/cc)	N (/cc)	E
A	0.8	100	22	2.6×10^4	1.1×10^4	2.4×10^4	0.60
B	0.4~0.8	50~100	31	2.5×10^4	1.7×10^4	$(50 \sim 44) \times 10^4$	0.19
C	0.4~0.7	50~100	27	2.4×10^4	1.6×10^4	$(7 \sim 20) \times 10^4$	0.08
D	0.3~0.8	50~100	20	1.5×10^4	0.9×10^4	$(130 \sim 9) \times 10^4$	0.45
E	0.3~0.8	50~100	62	6.4×10^4	5.6×10^4	$(89 \sim 1.4) \times 10^4$	0.20
F	0.2~0.9	50~100	20	2.2×10^4	1.6×10^4	$(30 \sim 0.6) \times 10^4$	0.04

ゾル濃度の時間変化を表わす方程式を次のように考えた。

$$\frac{dn}{dt} = \beta - EVn - Kn \quad (1)$$

ここで β は地表付近におけるエアロゾルの発生速度、 V は 1cc 中で 1 sec 間に雪の結晶がさう空間を示す。 $V = \sum \pi r^2 v N$ K は拡散に関する係数である。

(1) 式で未知数は β 、 E と K の 3 つであるから、1 降雪について 3 回の測定値が揃えば未知数が決定される。実際は Fig. 4 に示すように降雪がないと仮定した場合、降雪時の前半およびエアロゾルが最小で平衡している場合の 3 つ (典型的な A、C、D をえらんで) の

そこで 1972 年の 3 月に、深夜から早朝にかけてエアロゾルの人為的な増減が少く、しかも風速が 1 m/s 以下の静穏な時をえらんで降雪とエアロゾル濃度の連続測定をおこない、降雪による除去作用を測定してみた。

結果は Figs. 1、2 と 3 に示すように降雪 A、B、C、D、E と F に対して必ずエアロゾル濃度の減小が対応していることから、この減小が降雪に関連していることは間違あるまい。上記の減小量は降雪により捕捉・除去されたものと考えて捕捉率 E を計算すると第 1 表のようになった。捕捉率の計算は次式による。

$$E = \Delta n / \pi r^2 v \Delta t n N$$

ここで r は雪の結晶の半径、 v は結晶の落下速度、 Δt 時間中に濃度 n が Δn だけ減小したとする。 N は雪の結晶の空間濃度を示す。 t と N は同時測定をしてある。

1 μm 以下のエアロゾルの雪結晶による捕捉率は流体力学的にみて 1% 以下と予想されるが意外と大きかったことに注意されたい。

上記の捕捉率の計算ではエアロゾルの減小がそのまま雪の結晶による捕捉・除去と仮定しているが、実際は Figs. 1、2、3 で見られるように、降雪終了後にエアロゾル濃度が降雪前の値に回復していることから考えて、地表付近でエアロゾルが発生しつつあることも考慮に入れなくては

なるまい。また Fig. 3 でせられるように降雪がなくてもエアロゾル濃度が徐々に減小していることから、上オ (下オへの雪面沈着も含めて) への拡散も計算にいれなくてはならない。

以上の点を考えてエアロ

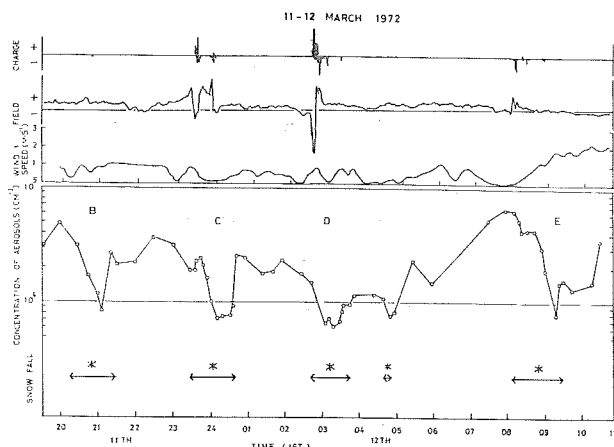


Fig. 2

dn/dt を測定して決めた結果を第2表に示す。第2表から、上述のように地表付近の発生や垂直拡散も考慮して計算しても雪結晶による捕獲率が数十パーセントとなり予想外に大きなことがわかる。これは雪の結晶が単に落下中にエアロゾルと衝突して捕獲するよりは thermal disturbance によってエアロゾルが雪結晶に付着したためと思われる。また Figs. 1、2、

14 MARCH 1972

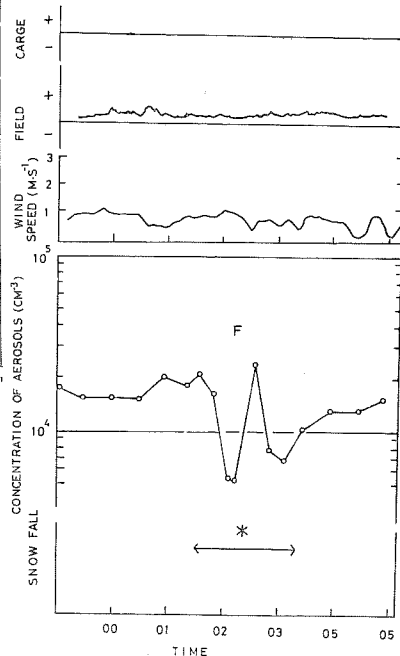


Fig. 3

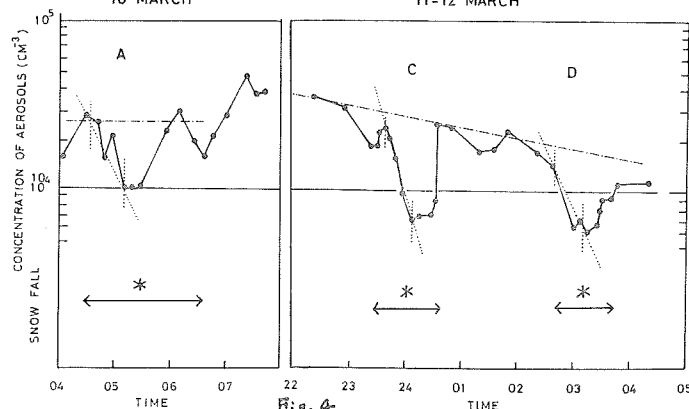


Fig. 4

3にみられるように地上電場は概して弱く降雪の電荷も無視できるくらい小さかったので電気的な付着が主であるとは考えられない。

第2表 エアロゾルの発生速度、捕獲率、垂直拡散率

Case		dn/dt (sec. cc)	V (sec)	n (/cc)	q (sec. cc)	E	K (/sec)
A	Non snow	0	0×10^{-3}	2.6×10^4			
	Snowfall	-3.8	0.5×10^{-3}	1.8×10^4	4.7	0.58	1.8×10^{-4}
	Balanced	0	0.5×10^{-3}	1.0×10^4			
C	Non snow	-1.6	0×10^{-3}	3.0×10^4			
	Snowfall	-7.2	5.3×10^{-3}	1.2×10^4	13.4	0.23	5.0×10^{-4}
	Balanced	0	5.3×10^{-3}	0.8×10^4			
D	Non snow	-1.1	0×10^{-3}	1.7×10^4			
	Snowfall	-5.5	3.3×10^{-3}	1.0×10^4	12.2	0.30	8.0×10^{-4}
	Balanced	0	3.3×10^{-3}	0.7×10^4			

沢田 照夫 (函館海洋気象台)

従来、漁船の着氷海難や大型船舶の着氷災害は、千島近海や沿海州沖など、おおむね北海道から比較的離れた海面で発生していたが、最近、船舶の高速化は着氷海面を大きく変えた。すなわち、1972年12月、小樽舞鶴間のカーフェリー「すずらん丸」が北海道西岸積丹岬付近で、激しい着氷のためにアンテナが切断され、約12時間にもわたって消息を絶った例にもみられるように、船体着氷がより身近な現象としてクローズ・アップされるに至った。

本報では「すずらん丸」の着氷状況などから、北海道近海の着氷について若干述べてみる。

1. 着氷条件

WMO (世界気象機関) では、着氷の発生に与える主な因子に気温、水温および対船風速があり、次式を採用を提案している。

$$I = f(T_a \cdot T_w \cdot W_a)$$

(1)

T_a: 気温T_w: 水温W_a: 対船風速

このうち T_a, W_a については、気象庁の観測船「啓風丸」の1972・73年度、石狩湾沖における着氷実船観測データから、次の結論が得られた。

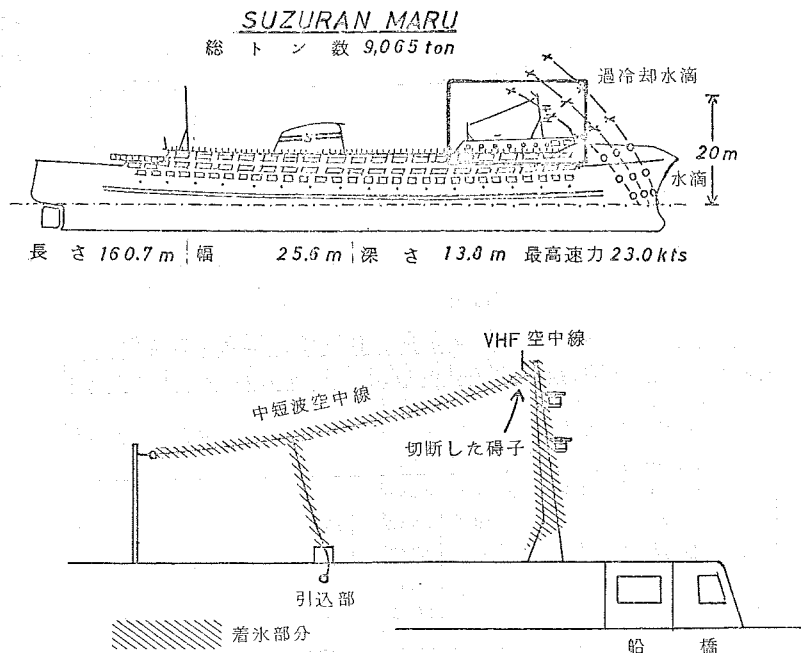
気温条件 — おおむね -10°C で着氷し始め、-6°C 以下では激しく着氷する。

風速条件 — 8% (波高 1.5m) から着氷が始まり、10% (波高 2m) を超えると、着氷速度が増大する。

次に水温条件については、国際的にもまだ確たる定説はない。しかし経験的に、着氷の発生はおおむね水温 5°C 以下の海面に限るとされており、現にわが国でも冬期向水温が 5°C 以下に下がることのない北海道近海は、農林省の「動力漁船の性能基準」で決めた着氷危険海面からほぼほとんど除外されている。

ところで「すずらん丸」の場合、実は 10°C ~ 14°C、翌年2月同じ海域を北上した「啓風丸」も 6°C ~ 7°C の高水温の条件下で激しい着氷に見舞われ、この事実から、5°C の水温リミットが不適当なことは明白である。

この原因にはまず船速の増大があげられよう。すなわち、船首が波と衝突する際に打ち上げられる海水の量は、船速が増せば増すほどより高空に舞上る。このためしぶき



の滞空時間外長引いて冷却がすすみ、高温の水滴でも上空に達する時侯ではついに過冷却の状態となって、船体の最上部に集中的に凍着するものと思われ。

“すすらん”が 10°C 以上の暖水塊上で、しかも水塊上 20m 内外のマストやアンテナにだけ着氷が集中したりは、そのノットの高さを全くゆるめることなく、雲天の中を走ったために考えられ、このような発生機構ではおのづからその考慮は余り必要となくなるだろう。

従つて、着氷のための最低波高(1.5m)外ほとんど常識とされている冬の北海道近海では、そのノット以上の高速でつゝ走ればいかなる方向へ走ろうともしづかに着氷することは免れず、たまたま着氷に十分な低温と遭遇すれば、ほぼ例外なく着氷に見舞われる。

以上の考察を総合するに、来るべき高速船時代の着氷度は、極言すれば水塊と船の対速にはあからずく、ほとんど気温と船速(V_s)だけで決まると考えられ、前記の(4)式は当然次のように簡略化されるだろう。

$$I = f(T_a \cdot V_s)$$

----- (2)

2. 着氷激甚海面

850mb面の温度場と着氷強度の關係について、筆者は次のような結論を得ている(昨年度研究発表会で報告)が、

“おおむね着氷は、850mb面で -1.5°C 以下の寒気場の海面で発生するが、特に激しい着氷は、 -1.8°C 以下の強い寒気内へ突入した時侯で始まり、脱出と同時に終る”

これを“すすらん”が層風吹の場合にあてはめると、実測値と完全符合する。

一方、これを理論的に検討してみると、層風吹の着氷進行中に行なつた高層気象観測では、着氷をひき起した気団の下層はおおむね湿潤大気から成つてゐることを確かめられたが、このような大気内では高度 $1,500\text{m}$ で -1.8°C の気温をもつ空気塊を、湿潤断熱曲線に沿つて海面まで引下せば当然 -1.8°C 内外となつて、前記の気温条件と完全に一致し、850mb面における特定等温線(-1.5°C , -1.8°C)の着氷の発生とその強度を予想するために十分な資料であることがわかつた。

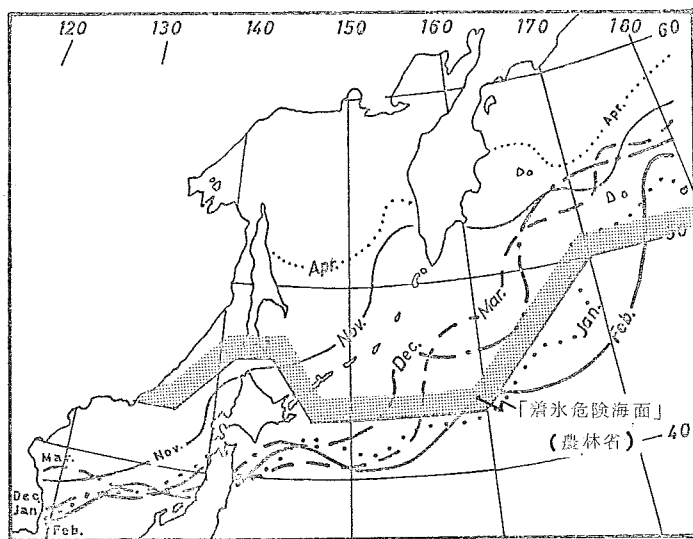
そこで寒気の発生を予想されるほどの着氷激甚海面を、850mb面で -1.8°C 以下の寒気場の領域とみなして、1968~70年の冬季の出現範囲から北洋海域における着氷激甚海面の月別の推移を求めると下図のような結果となり、12月~1月の間北海道近海はすべて激甚海面内にすっぽり含まれる。

従つて、農林省制定の着氷危険海面は大幅な修正が必要であり、少なくとも激甚海面内

に航行する船舶には、冬季遭航の安全確保のため、内航船も含めたすべての船に着氷防止装置を設備することとを法的に義務づけることが望ましい。

また最近の船舶の省力化については、除氷のための乗員確保が、あるたな問題として提起されよう。

(以上)

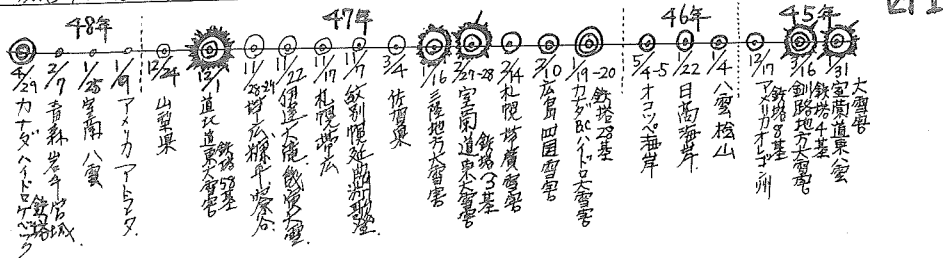


栗原正之 (北海道電力KK 技術研究所)

1 まえがき

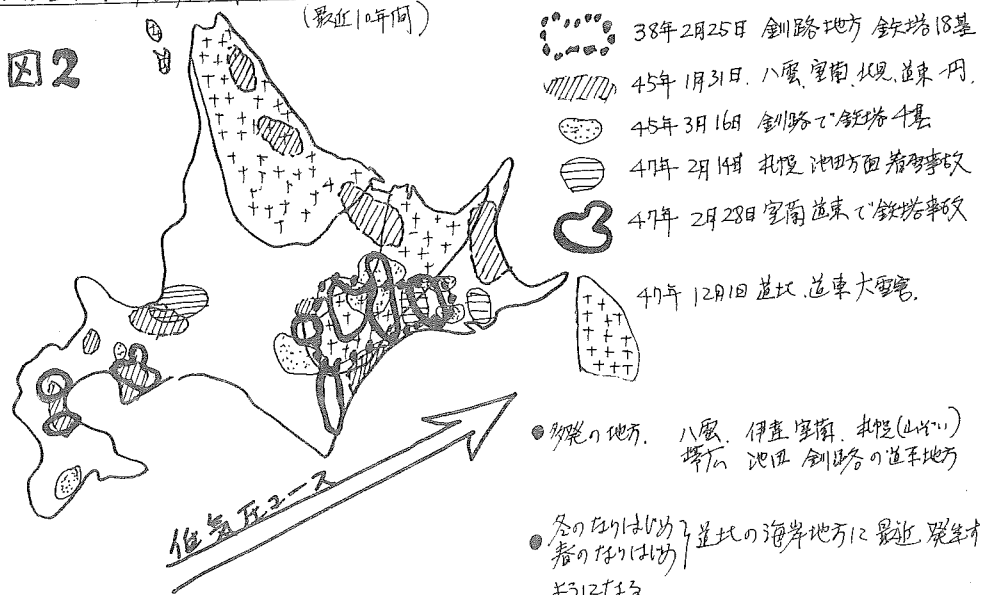
最近電線着雪に依る送配電線路の大事故が全国各地や外国でも多発しているが、北海道では昨年12月1日 稚内方面で風速20mもの暴風雪の中で直径20cmにも達する着雪が広い地域に起り、送電鉄塔60基 電柱16000本 倒壊・折損し被害額19億円と云うような世界最大級の事故が発生した。この気象面の研究は気象庁・相谷北雄氏外 多くの方々により調査研究され報告されているが、最近の情報を加えて報告する。

2 頻発する電線着雪事故



低気圧の前面で発生する北海道型電線着雪は古から記録にあるが、上図の如く45年以後北海道では鉄塔が倒壊するような大型電線着雪事故が起っており、之は東北、四国、九州等でもこの低気圧によるものが最近みられるようになった。

3 北海道における大型事故の発生した地域



4 北海道型電線着雪の特長

●大規模な電線着雪の発生は上層の強いジェットストリーム、暖気団の張り出し等に依り急速に発達する低気圧の閉塞前線の前面の強降水地域の気温 $0\sim 15^{\circ}\text{C}$ の降雪領域内でおこる。
●弱い風の場合は気温は $0.2\sim 0.5^{\circ}\text{C}$ と湿度に近く、 10m/sec 以上の猛吹雪時は $1.0\sim 1.4^{\circ}\text{C}$ と高い気温の領域で着雪が激しくなから発達している。この強風下の発達時は氷面が吹きとぶ様な含水率の大きい着雪であり、密度はいすの場合も $0.5\sim 0.8\text{g/cm}^3$ と氷に近く大きい。

●北海道型は3図からわかる如く、いずれの場合でも気温はプラス領域の中で起り、マイナスの中で起らない。之の着雪は氷と共存の状態にあり、水の表面張力に依り凍結や凝結作用に依る凍結への強い所帯の状態にあるのが特徴であり、強風のなかでも脱落しない理由である。

図4 北海道型、北陸型着雪発生時の上層気温の差異

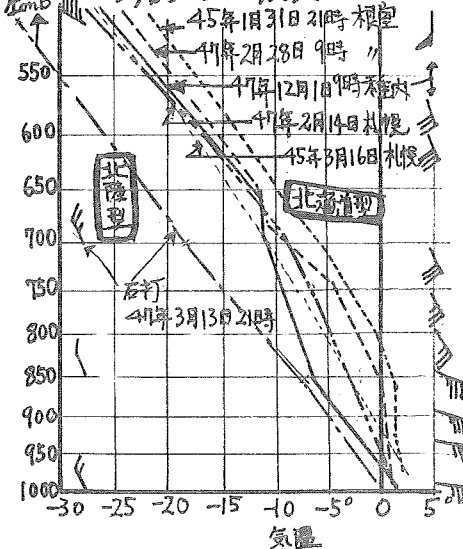
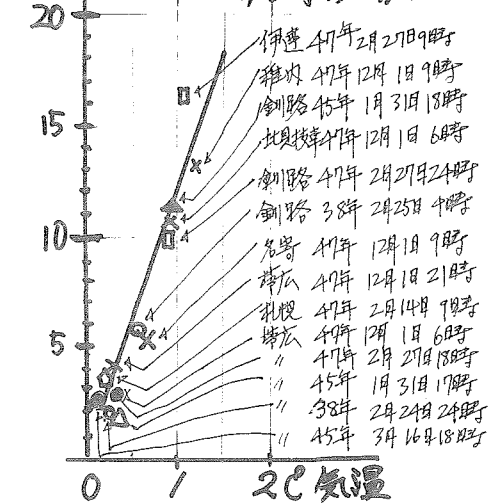
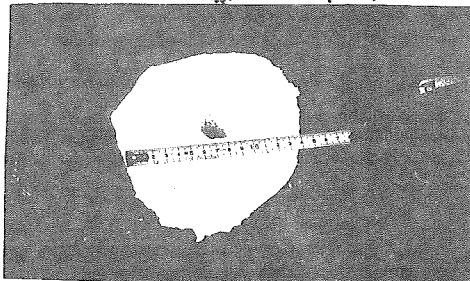


図3 大事故に起因した北海道型着雪の発達初期の気象



●北海道型はいずれの場合でも北陸型に比較して非常に含水率が大きい着雪(比重 $0.5\sim 0.8$)が出来上がる。これは降雪の落下してくる上層の気温が(めつた南風の吹き込みのため)高く、特に 1500m 以下の気温変化が急激な(地上気温に近く、 0°C 近辺のため)水分の多い雪となるのである。
●この東、北陸型は上層には北の風が加わり、湿度が配を大きく異なっており、たゞ地上気温が 0°C 近辺であつても降雪の含水率は小さく、比重は 0.2 以下の乾雪型(ゆきめ型)の着雪しか起らず、水分が少いので附着力も小さく、 5m 以上の風が吹けば脱落して、20以上の大雪は事故とはなり、にくかつた。この北陸型は低気圧の面つたあとと西高東低の季節風型の場合、 20m/sec もの暴風型の中で出来た電線着雪、に於けるのである。



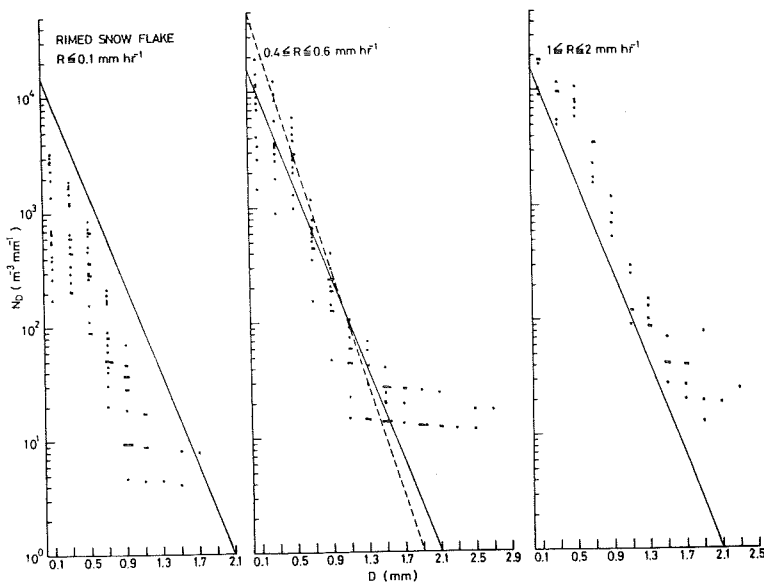
41.12.1
カト
配電所
比量0.7

●41.12.1の日に前直に低気圧の勢力が強い、降雪は急激に、停滞気味となり、東部、着雪領域が急激に大型化しては、

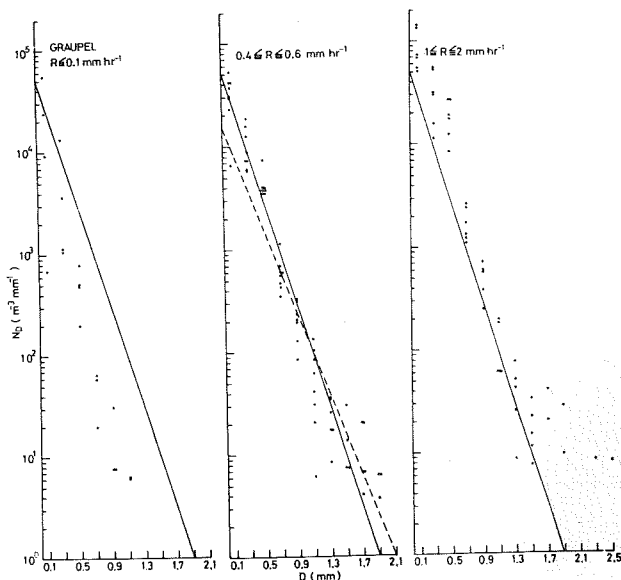
5 総語 北海道型はプラス領域で氷結域に於いて、着雪着雪換算が適用される式の下である。北陸型は気象の関係を指すに留意と表示する。

§1. はしがき

地上で観測される雪片、霰の空間粒度分布は、雲内の微物理過程と力学過程の結果である。それで雪片、霰の空間粒度分布は、降雪機構を考える上での一つの重要な情報である。



第 1 図



第 2 図

雪片は主に凝集過程で、霰は主に雪粒捕捉過程で成長するので空間粒度分布もそれぞれの過程を反映しているだろう。またレーダーで降雪観測を行う場合、降雪粒子の空間粒度分布が必要である。雨滴の空間粒度分布については多くの観測結果が報告されていて、気象条件、レーダー・エコー・パターン等により分類整理されている。一応雪片については若干の報告があるのので、また霰については藤原他(1972)ぐらいし

か報告がない。それで雪片、霰の空間粒度分布、レーダー反射係数と降水強度 R との関係を探めた。

§2. 観測・解析方法

風の弱い時に雪片または霰を黒いビロード ($40 \times 25 \text{ cm}$) にうつし、露出時間をはかり、その後接写撮影を行う。撮影後すぐに暖い部屋で融かして、ウォーターブルー処理済のろ紙にしけこませる。水滴はビロードをぬらさないのではほとんど円形のしけがろ紙上にできる。大きな雪片が融ける時に、3個の水滴に分れた場合は、接写写真と見較らべて元の1個の雪片に対応するろ紙上のしけを合計して大きさを出した。鏡けりとは、融解直径の2 mm 間隔に対応するろ紙上の大きさを毎に個数を数えた。ろ紙

上の粒度分布から空間粒度分布に直す際には、雪片の落下速度は Langbein (1954)、霰は堀川 (1973) の観測値を用いた。

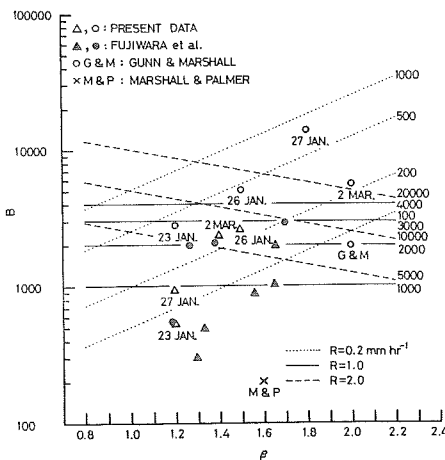
§3. 結果

観測は、1968年3月に札幌で、また1969年1月に当別(札幌北東方向約22km)で行った。粒度分布の全体の傾向を見るために、第1図には、霰粒付雪片の降水強度別の粒度分布、第2図は霰の同様の粒度分布を示す。第1図において、実線は降水強度が $0.4 \sim 0.6 \text{ mm hr}^{-1}$ の範囲の粒度分布に合うようにひいてある。降水強度が 0.1 mm hr^{-1} 以下の粒度分布は $0.4 \sim 0.6 \text{ mm hr}^{-1}$ の分布と傾きは同じであるが、数が少ない。また $1 \sim 2 \text{ mm hr}^{-1}$ の粒度分布は $0.4 \sim 0.6 \text{ mm hr}^{-1}$ の分布にくらべて、数が多く、ほんのわずかであるが傾きがゆるくなる。霰粒付雪片の分布は、Gunn and Marshall (1958)が述べているように、降水強度の増加につれて N_0 (直径が 0 mm に対応する数)が減少し、傾きがゆるくなる、すなわち分布直線が交差するような分布は示さなかった。第2図においても、実線は降水強度が $0.4 \sim 0.6 \text{ mm hr}^{-1}$ の範囲の粒度分布に合うようにひいてある。降水強度が 0.1 mm hr^{-1} 以下の粒度分布は $0.4 \sim 0.6 \text{ mm hr}^{-1}$ の分布にくらべると、 N_0 は同じで傾きがきつくなっている。また $1 \sim 2 \text{ mm hr}^{-1}$ の粒度分布は数が多くなり、傾きがゆるやかになる。霰はGunn and Marshall (1958)の雪片の分布より Marshall and Palmer (1948)の雨の分布に近い分布を示した。第2図の点線は第1図の実線を書いたものである。実線と点線から同じ降水強度の場合、霰の方が霰粒付雪片より傾きがきつくなる、すなわち中のせまい分布を示す。

次に日々の違いを見るために、ある降水強度以下のデータを日別にプロットした(図省略)。それによると、同じ降水強度でも、その日の気象条件等によりかなり違った粒度分布を示す。これは後に述べるレーダーの反射係数 Z と降水強度 R との関係の差となる。

レーダーの反射係数($Z = \int_0^\infty N_0 D^6 dD$)を両対数グラフの縦軸に、また降水強度(R)を横軸にとって、ろ紙一枚毎の値をプロットすると、ほとんど直線にのる。それは $Z = BR^\beta$ と表わされる。日別に係数 B と指数 β を求めて表示したのが第3図である。白い丸印は今回観測された霰粒付雪片、白い三角印は霰を示す。他の印は図上に書いてあるとおりである。

図上にひいてある直線、たとえば点線は降水強度が 0.2 mm hr^{-1} の場合、 B と β の値の座標上の点の反射係数 Z を示す等値線で、その値は右側に示されている。この図から、3月2日と1月26日の霰は $R = 0.2 \text{ mm hr}^{-1}$ のとき Z は約 $200 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$ であり、1月23日と1月27日の霰は同じ R に対して Z は約 $100 \text{ mm}^6 \text{ m}^{-3}$ 前後と日によって違うことを表わしている。全体的にすれば、同じ降水強度に対して、反射係数は雨、霰、霰粒付雪片という順番で大きくなる。霰粒付雪片にかぎれば、日々の $Z-R$ 関係の差は、構成している結晶形、雪片の湿り具合、霰粒付着の程度により雪片の出来やすさが違う事に原因していると思われる。今までの観測では、データ不足で気象条件と $Z-R$ 関係との関係を求めることが出来なかったが、これはレーダーで降雪量を測定しようとする場合重要な問題である。



第 3 図

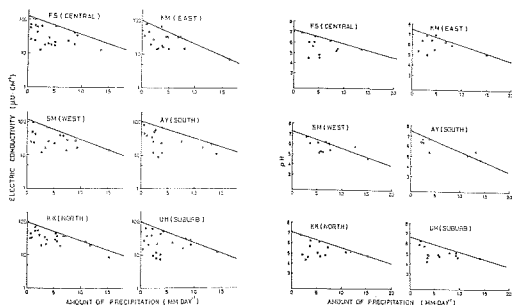
菊地 勝弘 (北大理学部)

§1. はじめに

札幌市の大気汚染は典型的な都市型であるが、浮遊粉塵、硫酸化物等の測定は、道および札幌市のわずからず行なっているのみであり、どのような振れ幅を持っているかについての情報はほとんどない。この研究では都市汚染の野蠻が顕著に現われる札幌市の冬期間の汚染の振れ幅を降水粒子が汚染粒子を Rainout によるよりも Washout による方がはるかに大きいという結果にもとづいて、市内15ヶ所を降雪を採集し、融解させ、それらの電気伝導度と水素イオン濃度を測定して汚染の水平的な振れ幅を把握しようとするものである。また今日まで雪についての電気伝導度や水素イオン濃度に関する測定値がほとんどないのでこの点にも注目した。

§2. 測定方法

札幌市内に15ヶ所の降雪採集点を設け、毎日0時に前24時間採集器にセットされた採取用ポリ袋に入った雪を密封して研究室まで運んで溶かし、同時に融解させ電気伝導度と水素イオン濃度を測定した。採集点は HT(手稲山口36の104), KK(北28東4), OS(北27西3), UF(北22東7), SY(北12西23), HD(北10西8), SM(宮の森800), FS(北2西14), KJ(南1西21), IT(水車町12), IK(月寒東2の1), KM(白石町本通り2688), MI(平岸4の13), AY(澄川3の10), UH(北の沢1819)の15ヶ所である。使用した計器は東亜電機のCM-2A型とHM-7A型で測定限界はそれぞれ $1\mu\text{V}\cdot\text{cm}^{-1}$, 0.01である。



第1図

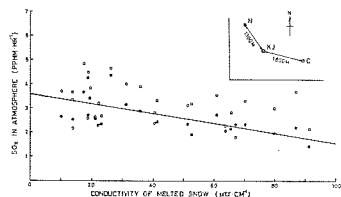
第2図

第1表

Precip. (mm day ⁻¹)	1	5	10	15
Obs. Point				
HT, FS, MI, KJ, SM, AY, UH, KM, OS, SY, IK				
(mm)				

第2表

Precip. (mm day ⁻¹)	1	5	10	15
Obs. Point				
HT, FS, MI, KJ, SM, AY, UH, KM, OS, SY, IK				
(mm)				



第3図

§3.

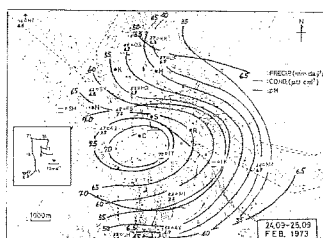
測定は昭和48年1月から3月にかけて行われ、15観測点について降水量と電気伝導度および pH の関連について解析したが、市内中心部、東、西、南、北および郊外の代表点として FS, KM, SM, AY, KK, UH の6点を選んだ。

3-1. 降雪の電気伝導度と降水量

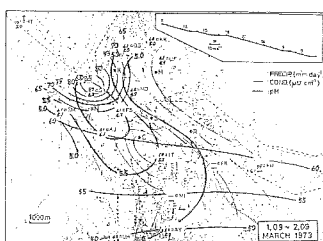
第1図に前述の6点の電気伝導度と降水量の関係を示した。どの地点においても降水量 $5\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ 以下で $10\sim100\mu\text{V}\cdot\text{cm}^{-1}$ と広い範囲にわたっているが降水量の増加と共に伝導度の減少が明瞭であり、 $5\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ 以上から比較的高い値を示すグループと低いグループがあることがわかりこれらのグループは第1表のようになる。

3-2. 降雪の水素イオン濃度と降水量

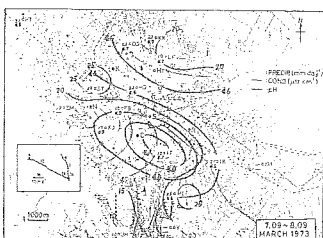
第2図に pH と降水量の関係を示した。pH に関して降雪機構、風系、地域的特性などが加味されてその値も広い範囲に分布しているが、総じて降水量 $5\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ 以下では $4.0\sim7.0$ であり、降水量の増加と共に pH 値の減少が全ての点で認められた。降水量の少ない領域 ($\sim 1\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) で HT, UH を除いた他の13点は $7.0\sim7.5$ でほぼ同じであるが $5\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$ 以上では第2表に示すような2つのグループに



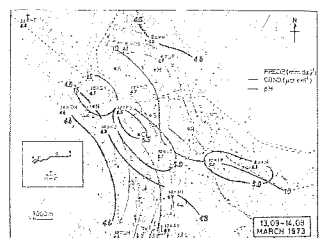
第4図



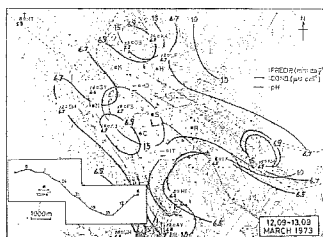
第5図



第6図



第7図



第8図

分けられるようである。

3-3. 降塵時の大気中の SO_x と降塵の電気伝導度

大気中の SO_x や NO_x を測定することは容易ではない。しかし降水の電気伝導度の測定は計器を含めて容易に可能である。そこで一つの試みとして降水粒子が大気中の浮遊粒子やガスを捕獲、吸着することから降塵時の大気中の SO_x と降塵の電気伝導度の相関をとってみた。第3図はKJ点とHJ点を風上側の西保健所(N)(●印)と風下側の中央保健所(C)(○印)の位置関係と降塵の電気伝導度に対する降塵があった時の大気中の、すなわち降塵により捕獲、吸着された残りの SO_x を表わしている。実線は(●)に対する相関を表わしており、一般に風上の SO_x の濃度はその風下の点での降塵の電気伝導度一つの目安となり得ることを示している。

3-4. 降水量、電気伝導度、pHの水平分布

降水量、電気伝導度およびpH値の水平分布ははっきりしたいくつかの型に分類された。

- (i) 同型型: 3種の極値が一致し、風向が変動し、降水量少なく、伝導度、pH値とも高い(第4図)。
- (ii) 強い季節風型: 3種の極値がほぼ直線上に並び、風は北西で強く、降水量大、伝導度高くpH値も、高い(第5図)。
- (iii) 弱い季節風型: 3種の極値がほぼ直線上に並び3つの位置と同一だが、風は北西で弱く、降水量大、伝導度、pH値共に低い(第6図)。
- (iv) 弱い東風型: 降水量大、伝導度低、pH値低(第7図)。
- (v) 強い東風型: 降水量少ないにも拘らず伝導度低い(第8図)。

4. 結 語

札幌市の汚染粒子等の除去がRainoutによるよりもWashoutによる方がはるかに大きいという結果に於いて降水量と電気伝導度、pHとの関係を解明した結果、降水量の増加と共に両者とも減少し、降水量 5mm day^{-1} 以上で両者とも二つのグループに分けられ、同様な性質を示す地点として、(FS, KJ, IT), (KK, OS, UF, SH), (SY, HD), (IK, MI, AY)のグループがあり、HJ点は非常に高い伝導度と低いpH値を示した。これは海岸に近い点と考えられる。また期待されたようにHJ点は伝導度低く最も河川の多い点であることがわかった。

塵の伝導度は $10 \sim 100 \mu\text{m}^2 \text{cm}^{-1}$, pH値は $4.0 \sim 7.0$ の範囲であった。

水平分布に関しては季節風と東風で特に電気伝導度と特徴的な差のあることがわかった。

術 地 勝 弘 (北大理学部)
石 川 照 高
上 田 博 博
藤 田 慎 一

過去2シーズンにわたって石狩平野の積雪分布を平野内幹線道路沿いの約100本の電柱を雪尺代りに使用してある程度の成果をあげることができたが、当然必要とされる日降雪量を予報するためには毎日の降積雪量の観測が必要であり、今回新たに平野内の小中学校併せて100校に雪尺を設置し、1972年12月1日から1973年3月31日まで1日1回09時の観測を依頼する方法をとった。

○積雪分布

第1,2図に平野内で最深積雪を記録する3月中旬頃の過去2シーズンの電柱による積雪分布を示した。いずれも石狩川、夕張川沿いの帯状の多積雪域が特徴であった。第3図は今シーズンのほぼ同時期の積雪分布である。前述の帯状の多積雪域は量においては年によって異なるが過去2シーズンとまったく同じ位置に認められた。しかしその主多積雪域の両側の分布は年によりかなり異なっていた。

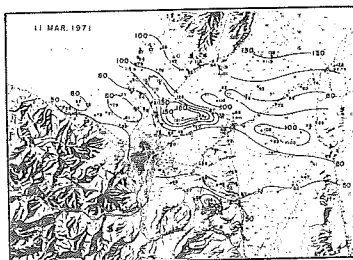
○日降雪量分布

12月から3月までの4ヶ月間、平野内100校の観測点のどこかで日降雪量10cm以上を記録した日は35日、20cm以上は27日、30cm以上は12日間であった。これらの降雪をもたらした原因は従来からいわれてきたように低気圧、季節風および季節風末期パターン(西海岸低気圧)に大別された。

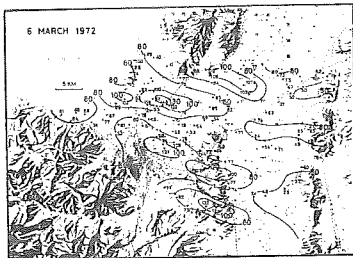
第4図は低気圧による降雪の例を示している。ほぼ平野全域に降っているがその降雪分布は非常に特徴的である。すなわちエコーの進行方向北々東20km・hr⁻¹にほぼ直角に6~7km間隔で帯状の多積雪域の存在することである。Sounding curves から雲頂約750mbと推定され、風上側の山並みによる山岳波とすれば雲の波長は約8km、重力波とみれば波長約6kmとなり説明がけられるように思える。

第5図は季節風による降雪の例であるが、この場合も特徴的な間隔6~7kmの帯状積雪域が認められた。これが前者との相違は進行方向に平行なところである。これらの

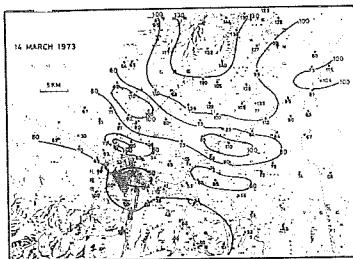
帯状降雪域は13時から16時にかけ2のレーダーエコーとよく対応しているが、エコーからは間隔6~7km、中5kmというスケールのもを思出す2



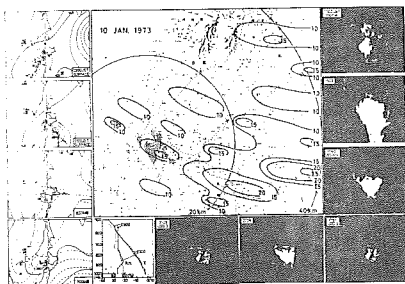
第 1 図



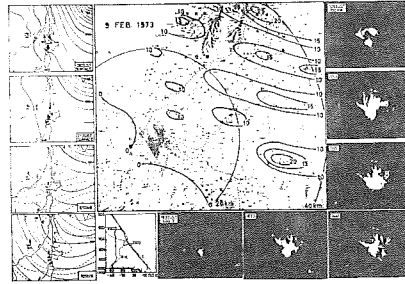
第 2 図



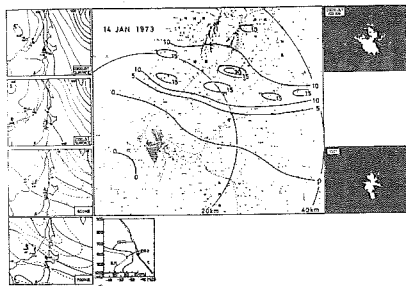
第 3 図



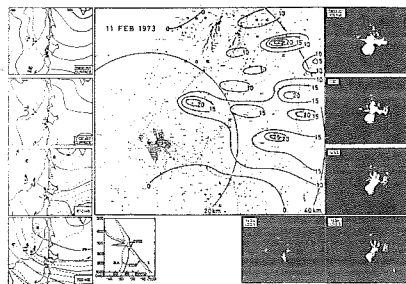
第 4 図



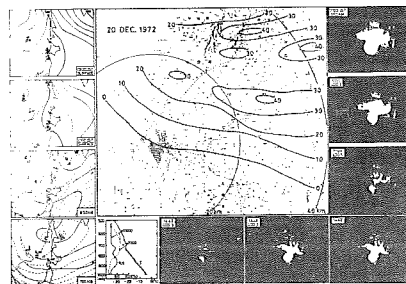
第 5 図



第 6 図



第 7 図



第 8 図

今シーズンの観測を通して積雪分布に関しては従来認められていた石狩川、夕張川沿いの多積雪域はもはや間違いないものであると結論づけることができる。降雪をもたらした原因が低気圧、季節風および季節風末期パターンといった北平野内の降る位置は非常に変動する。帯状の降雪域に因って従来よりも更に狭い中を持つた間隔6~7km程度の特徴的な分布のあったことがわかった。

四国からの Virga が内部重力波によるものとすればその進行方向に対する間隔が約6kmであるという観測の結果、レーダーエコーグラフ解析によって要要の進行方向に20kmと6km程度の収斂、発散域があるという季の結果に対処するような降雪分布よりは進行方向に平行な中5km、間隔6~7kmの顕著な積雪分布が認められた。これらの結果は降雪地域の予報に有用な情報を与えるものと考えられる。

とは出来なかった。

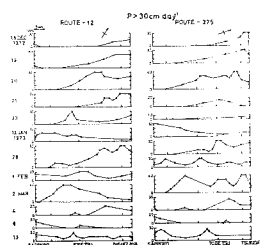
第6図も季節風による降雪を示している。従来までいわれてきた帯状の降雪域というのはこの程度のものであるだろうが、この中にも因から明らかなように更にスケールの小さな帯状の降雪域のあることがわかる。降雪域の方向は1501のエコー帯と非常によく対応している。

第7図はいわゆる季節風末期パターンの降雪といわれるべきものであろう。要要は700mbと比較的高く、この例においても降雪分布に数本の帯状が認められる。

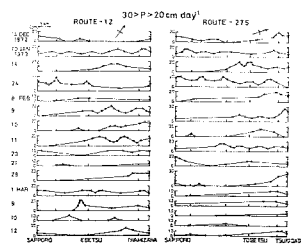
第8図も季節風末期パターンの例である。新積雪深20cmで示される中広い降雪域の中に走向の異なる中5km位の40cmの積雪深を示す領域が認められるがこれらはおおののエコーの1100, 1442頃に相当するものである。

○国道12, 275号線沿いの新積雪深

国鉄函館本線、国道12号線を使用するとよく江別と境にして積雪深また新積雪深が極端に違うということをよくさく。第9, 10図は新積雪深30cm・day⁻¹以上の日12日と新積雪深20cm以上30cm以下の日15日間について国道12号線、275号線に沿った断面図を示している。いづれの降雪も一に江別と境にしてということはいえ相違がある。また今シーズンに限ってみると国道12号線の方が275号線に比較して降雪が多かったといえる。



第 9 図



第 10 図

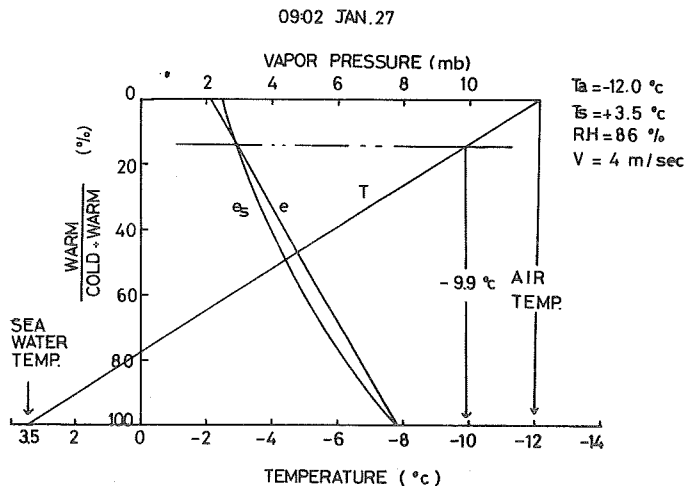
須野長治(北大. 理)
 菊地勝弘(〃)
 遠藤成雄(〃)
 横庭豊敏生(シ)
 坂本洋和(〃)
 足立俊三(シ)
 石川照高(〃)

昨年に引き続き、本年1月下旬から2月上旬にかけて石狩湾において、石狩平野から石狩湾に流出する寒気の変質を観測した。観測項目は0~500 m高度間の気温、湿度、風向および風速の垂直分布、海上に発生した蒸気霧の頂の水平分布である。

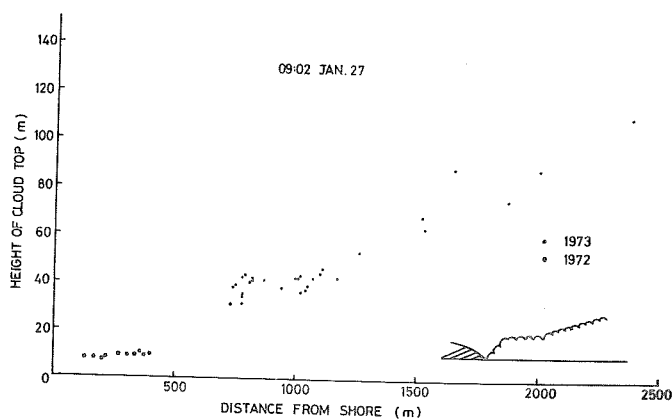
流出した寒気と、暖かい海面によって変質した暖気の割合を図1のように縦軸にとり、下側の横軸に気温、上側の横軸に水蒸気圧をとると、寒気・暖気の割合の度によって気温は図の下で示すような直線で示され、また水蒸気圧は図のような直線で示される。

気温Tに対する飽和蒸気圧は曲線eで表わされる。eとeを比べてみると混合の割合が14%以上の時は常にeのオがえり、14%に混合したところを霧頂と考える。さうすると霧頂の温度は図から-9.9℃、水蒸気圧は2.8 mbであることがわかる。

霧頂は図2に示すように波打際から離れるほど高く、沖合700 mから1000 mのところである。当時の風速は4 m/secであったから気塊が海上に吹出してから時間はこれによって求まる。

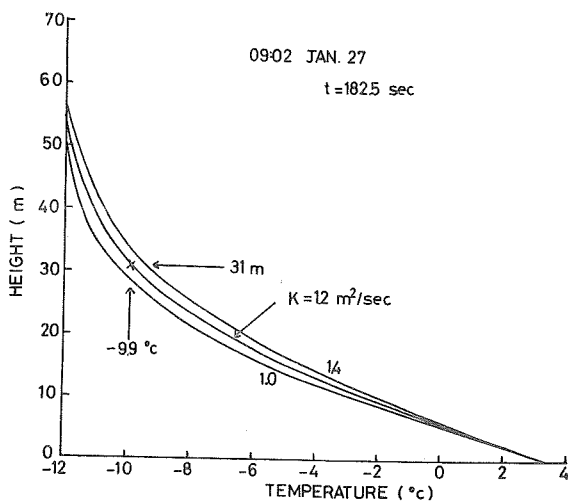


第 1 図



第 2 図

次にこの霧頂の高さと気温、波打際からの吹流時間を使って霧の拡散係数を推定する。一例として182.5秒後の気温の垂直分布は、拡散係数をパラメーターとして、寒気塊の気温が -12.0°C 、暖気塊の気温が $+3.5^{\circ}\text{C}$ の場合図3のように描かれる。実際には、高度31m、気温 -9.9°C であったので、これは拡散係数が $1.2\text{ m}^2/\text{sec}$ に相当する。もちろんこのような拡散係数とは、海面から高さ31mまでの代表拡散係数という。



第 3 図

田村和也 (札幌管区气象台)

1973年9月1日20時頃、札幌で10分間に1mbの気圧下降を観測した。その後の調査で、同様の気圧変動が西海岸から道央にかけての各地で記録されており、伝播する気圧低気圧によるものであることが判明した。ここにその解析結果を報告する。

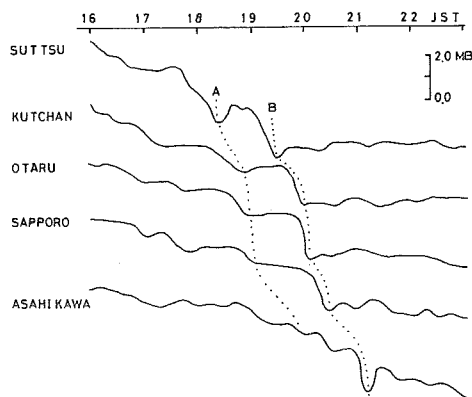


FIG. 1 BAROGRAPH TRACES, SEP 1 1973

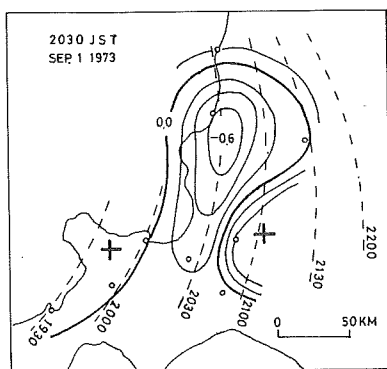


FIG. 2 DISTRIBUTION OF PRESSURE DEVIATION (MB) AND ISOCHRONES OF B

1. 気圧低気圧の特徴

Fig. 1 では A, B 二つの低気圧が目立つ。いずれも岸部に発現。A 系低気圧は $90 \sim 60 \text{ km/hour}$ で E 進、その後消滅した。一方 B 系低気圧は $80 \sim 70 \text{ km/hour}$ で ENE 進、名寄を通過しているがオホーツク海側には至らない。10 分間に気圧を読取り 5 項移動平均からの偏差をとると、負の偏差域は南北 150 km、東西 60 km 前後の幅を持つ (Fig. 2)。岸部から旭川に至る気圧偏差の時間断面図は、低気圧が 1 時間 20 分位の周期で起きていることを示している (Fig. 3)。

2. 気圧低気圧に伴う気象要素の変化

一般に地上周縁は低気圧の通過直後に増大している。また低気圧の接近により風向は $20^\circ \sim 30^\circ$ 時計回りに回転し、通過後は再び元に戻る。降雨量は各地とも 1 時間前後であり、降り方の強弱について低気圧との対応ははっきりしなかった。しかし B 系低気圧の通過後に各地とも雨は終っている。地上気温の変化はとくに認められなかった。Fig. 6 に気象要素の変化の一例を示す。

3. 総観場

総観場では 850 mb 相当温位解析にみられるように、北海道は顕著な傾圧帯となっている (Fig. 4)。140°E の南北断面図によると、21 時札幌上空 850 ~ 700 mb には転移層があり、風の鉛直シャーが大きい (Fig. 5)。同じく 21 時域内、札幌、根室の高層風から得られる収束、発散の鉛直分布では、800

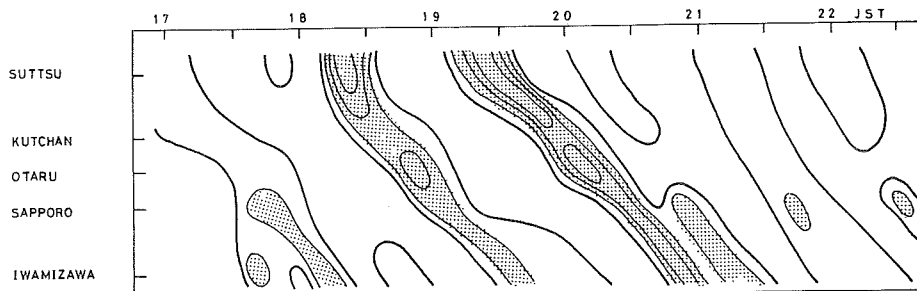


FIG. 3 TIME SECTION OF NEGATIVE PRESSURE DEVIATION (-0.2 MB ISOPLETH), SEP 1 1973

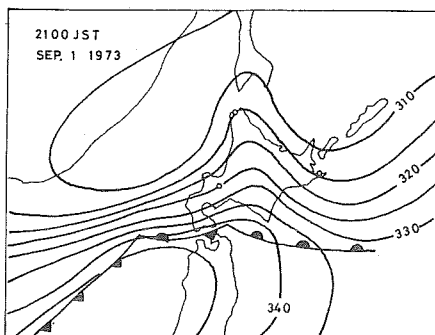


FIG. 4 850MB EQUIVALENT POTENTIAL TEMPERATURE AND SURFACE FRONT, 2100 JST SEP. 1 1973

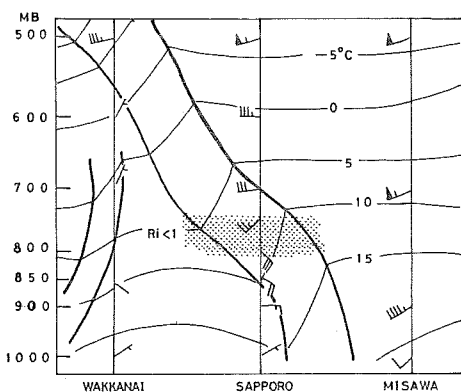


FIG. 5 VERTICAL CROSS SECTION ALONG 140°E 2100 JST SEP. 1, 1973 (Ri < 1 IN STIPPLED LAYER)

mbで収束の最大値 $-6.3 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ を示し、その面での局所変化 $\frac{\partial \omega}{\partial t}$ が大きい。また札幌上空800~750mbにかけてはリチャードソン数 $Ri < 1$ な領域が存在し、転移層と一致している[Fig.5]。

4. 考察とまとめ

今回の局圧じょう乱は、その移動速度、周期からみて、波長100km前後の波に伴う現象であると推定される。いま摂動法による内部重力波の位相速度をUshijima (1959)*により求めた。非圧縮を仮定して

$$C = \frac{\varphi T'U + TU'}{\varphi T' + T} \pm \left[\frac{8\lambda}{2\pi} \frac{T' - T}{\varphi T' + T} - \frac{\varphi T T' (U - U')^2}{(\varphi T' + T)^2} \right]^{1/2}$$

ここに $\varphi = (1 + e^{-4\pi \frac{h}{\lambda}})(1 - e^{-4\pi \frac{h}{\lambda}})^{-1}$ 。観測値

として、境界面の高さ $h = 1943 \text{ m}$ (800mb), $\lambda = 100 \text{ km}$, $T = 281^\circ \text{ K}$, $T' = 282^\circ \text{ K}$ (750mb) $U = 14 \text{ m/s}$ (165°), $U' = 12 \text{ m/s}$ (231°)を用いると $C = 69 \text{ km/hour}$ になる。これはB系じょう乱の平均移動速度 75 km/hour に近い値である。したがって、波は内部境界面に発生した内部重力波(ヘルムホルツ波)とみなせるであろう。いっぽう $Ri < 1$ な領域が、境界面付近に集中していることは、波の発生機構に関連のあることを示唆している。

* Ushijima, T., 1959: J. Met. Soc. Japan, 37 pp. 96~103

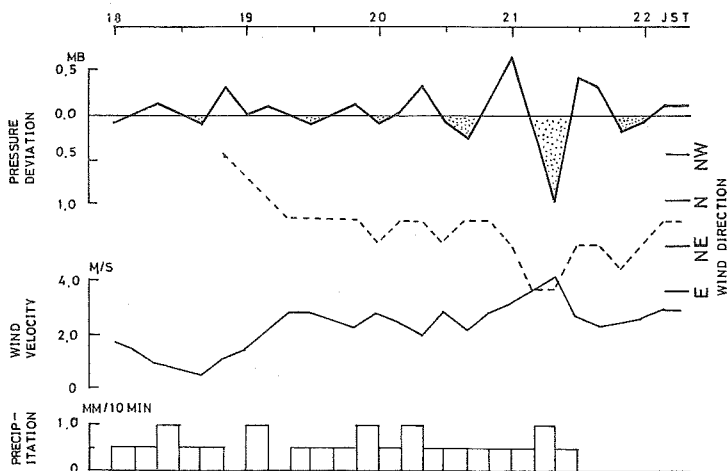


FIG. 6 PRESSURE DEVIATION AND VARIATIONS OF METEOROLOGICAL ELEMENTS AT ASAHIKAWA, SEP. 1 1973

久保木 光熙 (札幌管区气象台)

石井 英夫 ()

田中 康夫 ()

§: まえかき

北海道で強い持続的な低温を観測する時には、北半球的基本場を見ると、極うずの崩壊、南下が大きな要因となっている。

今回は、1970年12月～1971年8月までの5日平均値を用いて、極うずが崩壊する時の基本場の特徴を、 A_2 の変動を中心に調査した。資料は全て、気象庁の北半球数値解析によっている。

解析方法として、各種物理量の時向変動部分のみを見るために、5項(25日間)移動平均値からの偏差(以下単に偏差と書く)を用い、季節変化を取り除いてある。

§: 解析結果

5日平均500mb天気図の視察によると、大規模な極うずの強さの変化は、 $70^\circ N$ 付近の緯度平均500mb高度偏差の変化と大体良い対応を示している。又、 $70^\circ N$ の高度偏差および、Thickness偏差は正の相関があるので(オ1-b図)、極うずの発達を示標として、 $70^\circ N$ の高度又はThickness偏差を用いることとする。

オ1-a図は、極うずの発達及び、 A_2 の変化を示すものだが、大規模な極うずの発達、衰弱と A_2 は高い相関があることが解る。 A_2 は、気温(Thickness)の南北傾度に比例するから、 A_2 がmaxの時には極うずが発達してHigh Index; miniの時には逆に考えよう。更に A_2 に対して、どの緯度の効果が大きいかを見るために、 A_2 が極値をとった半月について、緯度別に $(T-T')\cos\theta$ に相当するものを作り、季節毎の平均をとったものがオ2図である。

これによると、各季節とも高緯度の温度変化が A_2 に大きく寄与していることが解るが、オ2-d図によると

- ① 冬(12月～2月)及び夏(6月～8月)は $70^\circ N$ 付近が冷える(極うずが発達する)時に A_2 が極大となっているが、春(3月～5月)には、 $80^\circ N$ 付近の効果が A_2 に寄与している。

次に A_2 がminiをとる時には、北半球の $40\sim 60^\circ N$ のZonal Indexの変動を見ると、全球平均したものは明瞭ではないが

- ② 北半球のいすい小かのオクタントでZ.I.の平均偏差が -100 m以下(夏はそれに近い値)の、Low Index が現れている。この現象は、同時現象である事が多い。

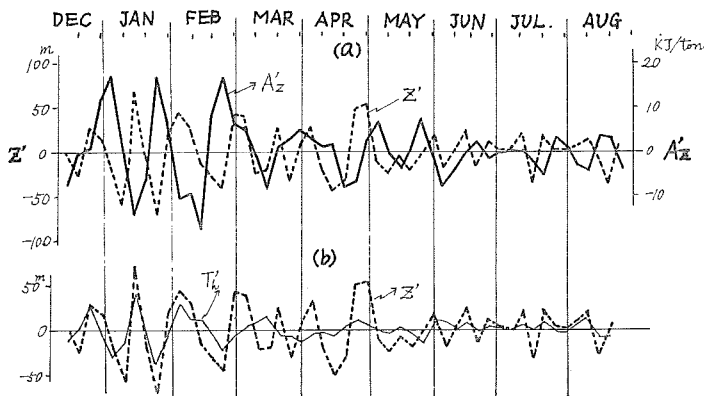
A_2 は、あるcritical valueを持つことを考えるのは自然であろう。 A_2 の極大、極小値の(気温の南北傾度の)限界を見積るために、 A_2 の極値の時向変化を示したのがオ3図である。

これによると、季節毎に、極大値、極小値ともに、critical value を持っている。

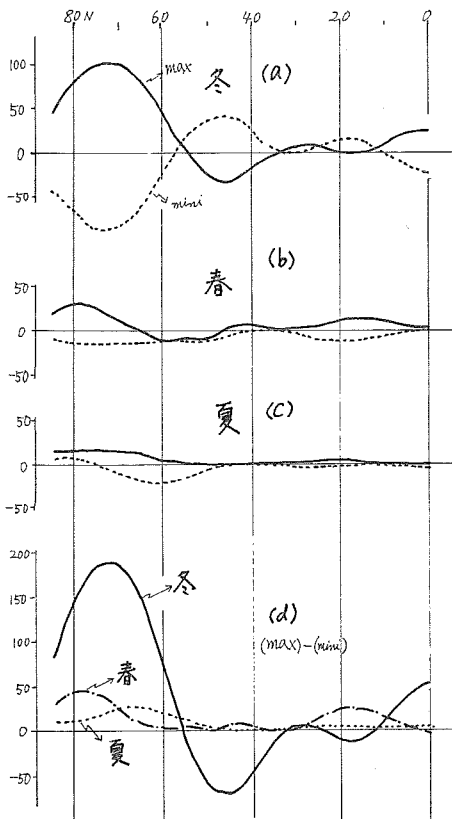
- ③ A_2 は季節毎にcritical valueを持っており、極大、極小におけるその値は、冬期間(17 KJm: -15), 春は(7, -8), 夏は(3, -5)位であり、季節的に明瞭な階段変化を示している。

§: まとめ

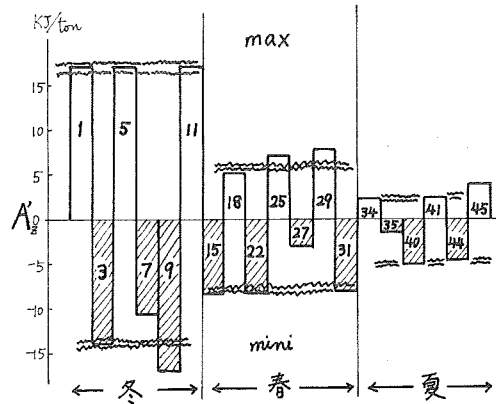
以上の解析は1971年のみに限られているので、更に検討を加える必要があるが、 A_2 の周期的な変動、critical valueの問題については、長期傾向を除いたもので見積る必要がある。



オ1図: A_z と 70 度における 500mb 高度偏差. Thickness 偏差 (T_k) の時間変化.



オ2図. A_z が max or mini の時の $(T_i - T_l) \cos \theta$ の緯度分布 (季節平均値: (a), (b), (c) 及 $(max) - (mini)$ (d))



オ3図: A_z の極値の時間変化 (図中の数字は半月番号)

大規模な寒けずの崩壊について

(その2 主として北海道の夏の天候に及ぼす影響)

久保木光熙(札幌管区気象台)

石井 英夫()

田中 康夫()

§1. まえがき.

前回(3月)の学会では、日本の夏の天候分布型に四つの型があり、おのづかの全く異なる循環によって生じたとされていることを述べた。

今回は春に極うすが大規模に発達した5例についてその後の極うすの崩壊する過程で、循環の経過や夏の天候(表1表)に似かよった特徴が見えることを示す。

§2. 5月の循環に現われる特徴とその後の経過.

表1図は5月の北半球500mb天気図上にみられる極うすの年代の消長を示したものである。資料は極図の80N~60Nの緯度平均偏差の代数和で示してある。

この中で、1956, 64, 65, 66, 71年は比較的強い極うすが発達しており、

その後の夏の天候は、7月を中心として北冷両暑、前線帯り活動は日本海側であつた。(表1表)。一例として示した1966年の経過(表1図)では、4月に北半球的大規模な南北循環を生じた後、5月から6月にかけ、極うすが強まり、極気団の優勢を物語っている。この冬気はその後、7~8月の北日本の冷夏をもたらした。この南北交換の時期は北半球の東西指数の変動に現われており、この年は3か月くらいマイナスに卓越している。

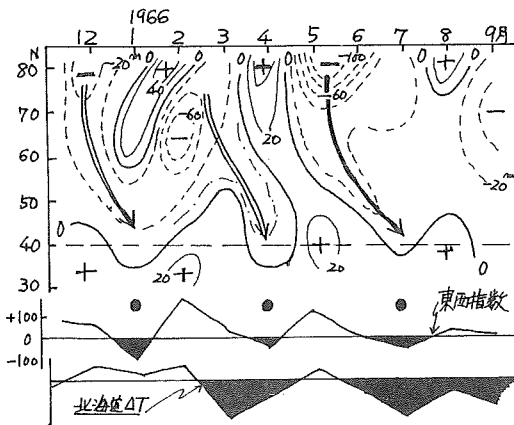


表2図 大循環の南北交換と北海道の気温偏差(1966)

上段: 北半球500mb高度緯度平均偏差のプロット

中段: 東西指数偏差(40N~60N)

下段: 北海道7月地表平均気温偏差(℃)

表1表 7月の天候 (1956, 64, 65, 66, 71年平均)

気温偏差		海水比率			
北海道	両日本	北海道	北陸	東日本	両日本
-1.4℃	0.8℃	103%	180%	103%	97%

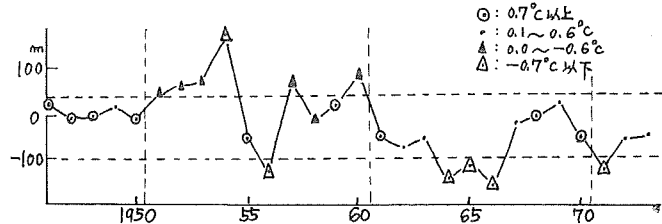


表1図 5月の500mb極うすの消長と7月の北海道気温.

この経過をよると半周500mbの経過で、おおよそ次のような特徴がみられる(ストリット)。

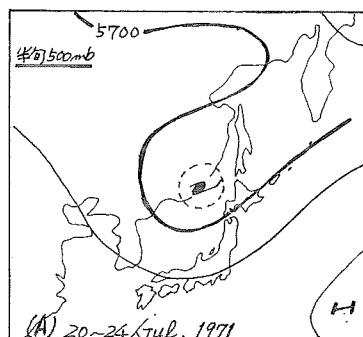
1. 5月の極うすの発達の後、6月前半、7月前半、8月前半と、1か月程度の間隔で、低指数期が現われ、8月には高緯度で正偏差域となり、極うすの弱い時期となっている。

2. 極うすの循環は北この北半球の活動とほぼ並行して、同じ時期に高指数期、低指数期が現われ、よって北海道の天候は北、異常高温期と異常低温期が周期的に現われている。

3. 極うすに注目するならば、5月の極う

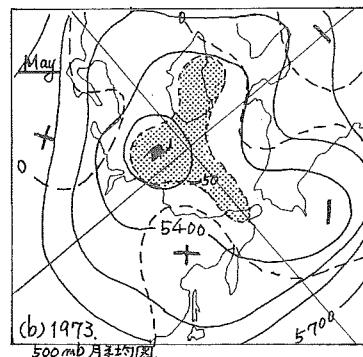
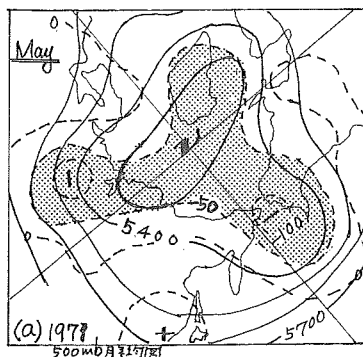
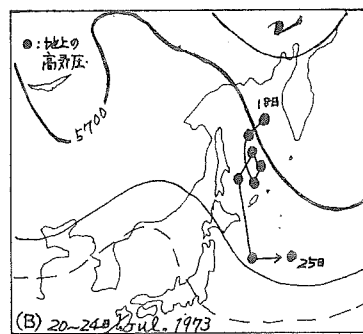
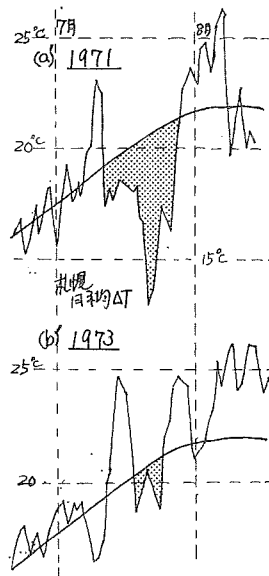
の発達期から、8月の極うすの分散期の間に1か月くらいの変動で南北交差をくりかえしている。

③. 北海道の西部に強い寒気の流入する過程。
 このような南北交差の時期に、北海道の西部に強い寒気の流入するパターンが形成される過程が、今後重要と思われる。1971年7月と1973年には強んじ同じ時期にオホーツ



第3図

1971年と1973年7月低温の比較。



海寒気が流れ込んでいるが、1971年の例(第3図(A))では偏西風帯の分岐と北海道付近の寒冷が認められ、この寒冷がそれに伴う偏西風が大きな影響を及ぼしていると思われる。1973年の例(第3図(B))では単に偏西風帯の強弱として、地元のオホーツク海寒気が形成されている。

1973年と1971年は、4月、5月、6月に北半球の循環や北日本の気候に強んじ同じ時期に似たような現象が認められている。第3図(a)、(b)は5月の月平均500mb天気図を示す。その特徴は高緯度の循環に傾斜が卓越していることである。しかし結果的に1971年は強い冷害年で、1973年は干ばつ年であった。最も大きな相異は、5月の極うすの発達状況(予報偏差値)に見られるように、極うすの発達指数は、1971年は-124 m、1973年は-57 mとその程度は弱い。

④. まとめ

最近大規模な極うすが発達した年には、その後しばしば南北交差を行う。北日本の冷害とつながる。この極うすの発達、北半球の基本的な高気圧位置のエネルギー(AE)の増大に起因するならば、従来から指摘されてきた、3か月、1か月、20日、10日のインデックスサイクルの解明のいとどが見出されるかも知れない。

昭和48年度

日本気象学会北海道支部研究発表会予稿集

昭和48年11月15日印刷

昭和48年11月20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

札幌管区気象台内

印刷所 東陽プリント株式会社

札幌市中央区大通西15丁目

TEL 611-5411~3

Ⅲ 昭和48年第2回支部研究発表会要旨

研 究 発 表 目 次

1. 東南極みずほキャンプにおける地上気象観測
北 大 理 佐々木 浩
2. 南極大陸における接地気層の乱流構造について
北 大 理 佐々木 浩
3. 氷霧中の過冷却霧粒、氷晶及び氷晶核の観測
北 教 大 桜 井 兼 市
4. 渦状エコーと小低気圧について
北 大 理 山 口 勝 輔
5. 道央地方の降雪の特徴とその予報
札 管 気 七 沢 謙
6. 雪エコーの動き(16mm映画)
札 管 気 七 沢 謙
7. 48年12月22日低気圧により起った日本海岸の塩雪害及び電線着雪について
北電技研 栗 原 正 之・蒔 田 孝
8. 札幌市の大気汚染と気象(第1報)
 - 2) 昭和48年5月の札幌市の汚染質濃度と気象の関係
札 管 気 内田 英治・渡辺 正雄・丸山 栄三・今野 真悦
杉中 誠一・田村 和也・足立 崇
9. 札幌市の大気汚染と気象(第1報)
 - 1) 昭和48年5月6日と14日の石狩平野の収束線の変動
札 管 気 内田 英治・渡辺 正雄・丸山 栄三・今野 真悦
杉中 誠一・田村 和也・足立 崇
10. 札幌市の大気汚染の気候学的解析
汚染と気象要素の多変量解析
北 大 工 成 田 脩

1. 東南極みずほキャンプにおける地上気象観測

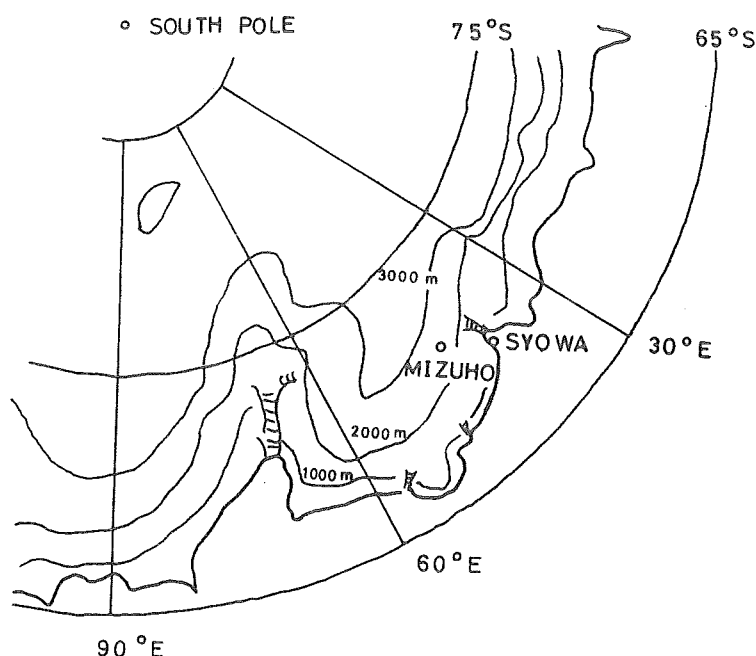
佐々木 浩（北大・理）

東南極みずほ高原付近の気象についての冬から夏にわたっての定点連続観測によるデータはこれまで得られていない。筆者は第13次南極地域観測隊に参加した際1972年6月～12月までの7カ月間みずほキャンプ（図1）において地上気象観測を行ったのでその結果を報告する。

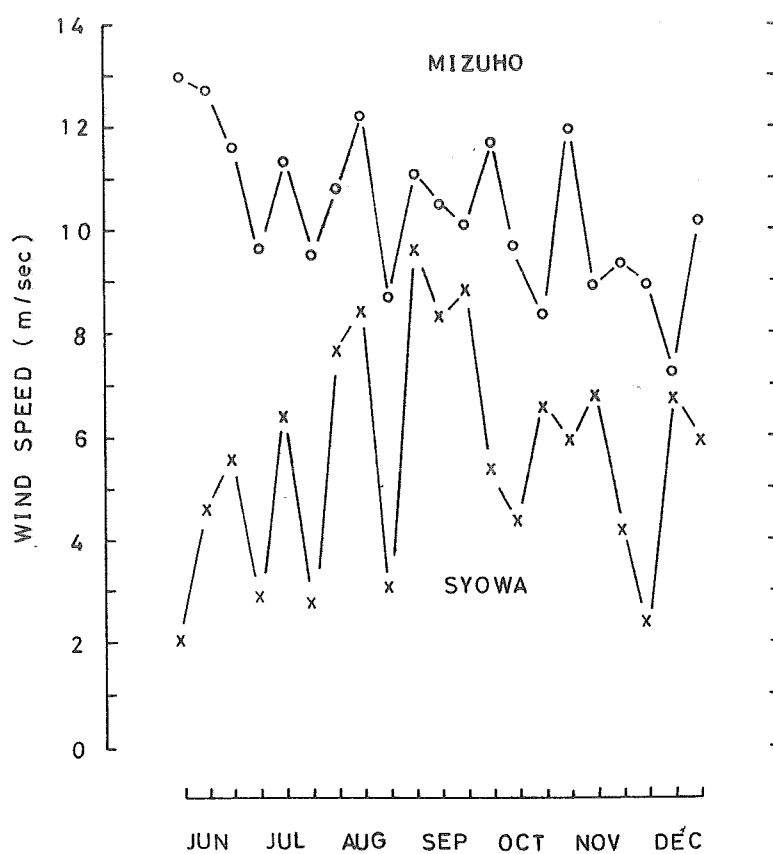
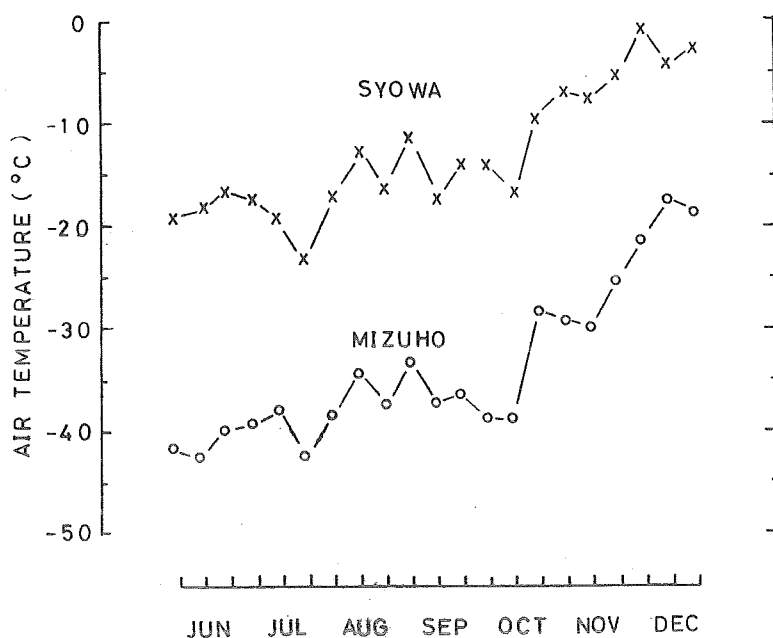
長期自記気象計によって気圧、気温、風向、風速が、またゴルチンスキー型日射計およびフンク型示差輻射計によって雪面上1.5 mの高さにおける net radiation がそれぞれ測定された。

図2に昭和基地とみずほキャンプにおける気温と風速の旬別変化を示した。両地点の相関は風速より気温についての方がはるかに良い。両地点間の気温差は約15～20℃で両地点とも10月中旬から時期を同じくして気温が上昇していることからみずほキャンプの気温は主に昭和基地との高度差（約2000 m）によって決まってしまうと考えられる。

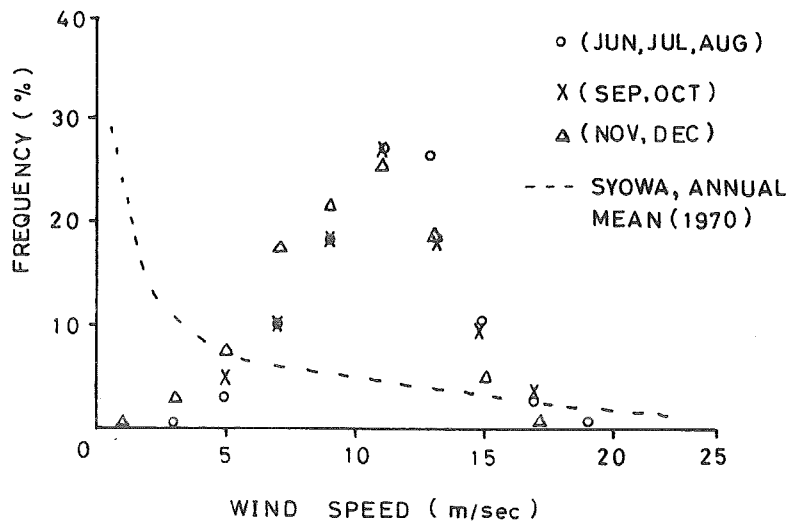
みずほキャンプでの風速は冬期6月に最も強く6月から12月にかけてほぼ直線的に減少し、その変動の大きさは昭和基地と比較するとかなり小さい。みずほキャンプでの風速の変動は極高気圧からの吹き出しの強さの季節による変化と低気圧の大陸沿岸部への接近通過の影響が重なったものと考えられる。風速の頻度分布（図3）については、みずほキャンプでは各季節とも約11 m/sec に中心をもつ正規分布を示した。一方卓越風向は各季節ともESEでその頻度は高く約60



第 1 図



第 2 図

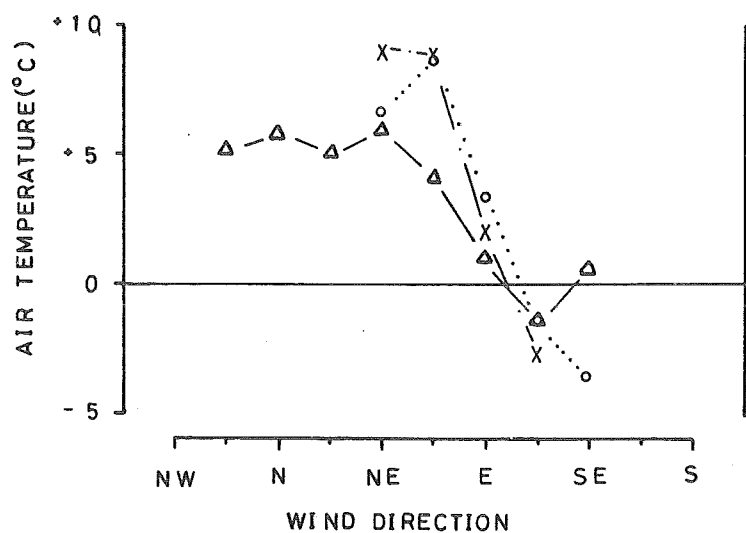
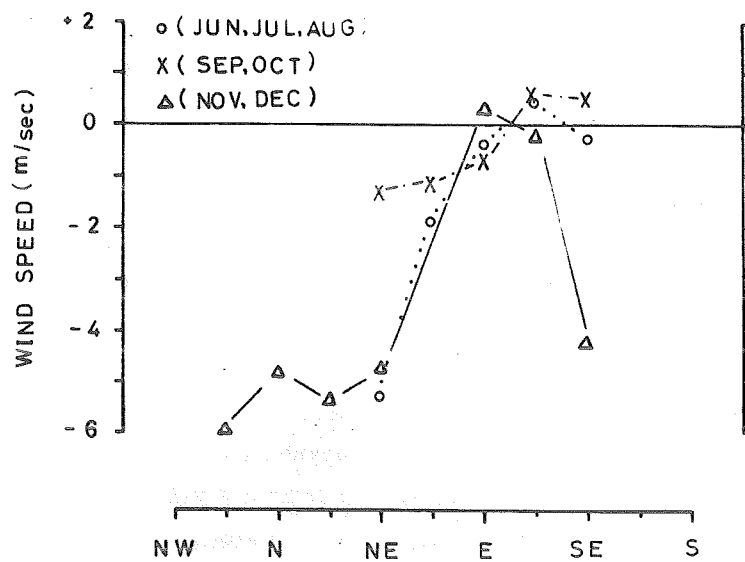


第 3 図

%であった。

風向別の平均気温を季節別に全方位にわたっての平均値からの偏差として図4に示した。各季節とも卓越風向から北寄り（海の方）の風向になるにつれ風速は減少し気温は上昇する傾向を示した。

風速と気温の相互関係、風速、気温および net radiation の日変化についてはスライドで報告します。



第 4 図

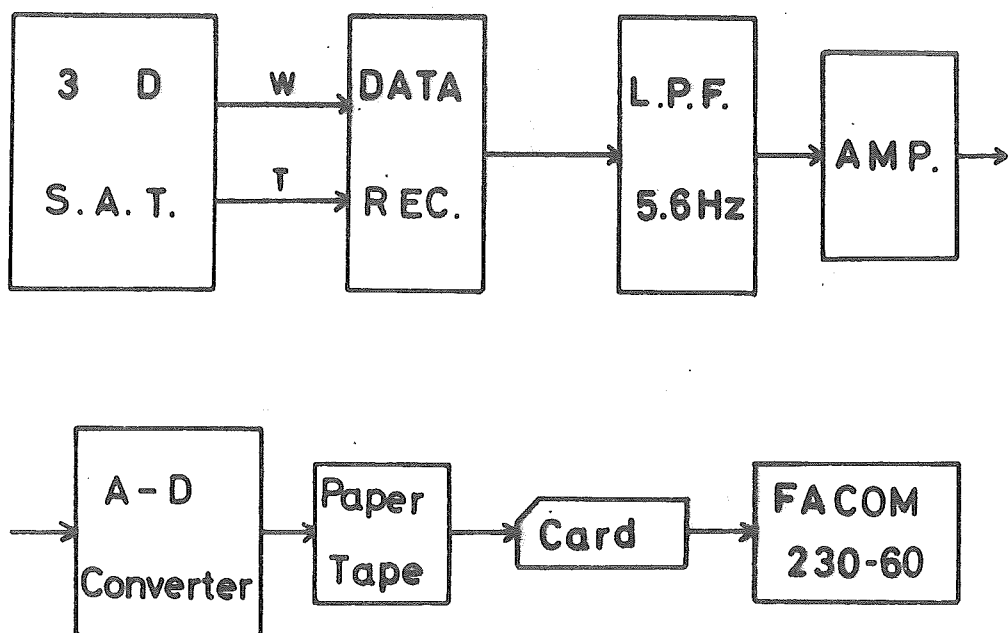
2. 南極大陸における接地気層の乱流構造について

佐々木 浩（北大・理）

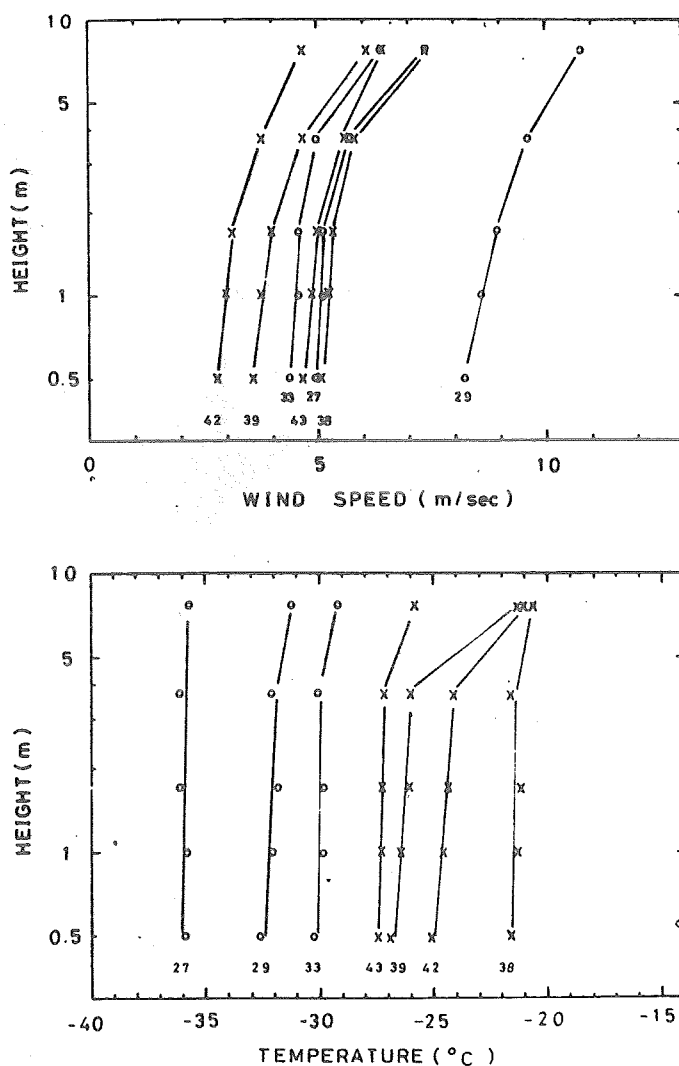
前述の期間中みずほキャンプにおいて平坦な雪原上の高さ 4.5 m に設置した超音波風速温度計を用いて接地気層の乱流観測を行ったのでその結果を報告する。持ち帰ったデータは図 1 に示した方法で処理し、風速鉛直成分と気温のパワースペクトルおよび両者のコスペクトルと位相角度について解析した。

各ランの風速と気温のプロファイルを図 2（○印： $0 < Ri < 0.1$ 、×印： $Ri > 0.1$ ）に示してある。風速は所謂安定型のプロファイルを示しているが気温については高さ約 4 m 以上で強い逆転が起きているのがわかる。パワースペクトルについてはピークの安定度依存性など従来の観測結果とほぼ一致した。

図 3 にコスペクトルを示してある。これまでの観測結果と同様に安定度が増すとピークが高周波側へ移動しているのがみられる。 $Ri > 0.1$ のとき無次元周波数 f ($f = nz/\bar{u}$) の小さな領域で上向きの熱輸送のあることが McBean and Miyake (1972) に次いで見いだされた。安定成層では熱フラックスは負（下向き）であるが $Ri > 0.1$ のとき熱フラックスに寄与する変動のうち相対的に大きな変動が気温傾度と逆向き（上向き）の熱輸送を担いトータルとしての熱フラックスを減少させていると考えられる。Yamamoto and Shimanuki (1966) は安定



第 1 図



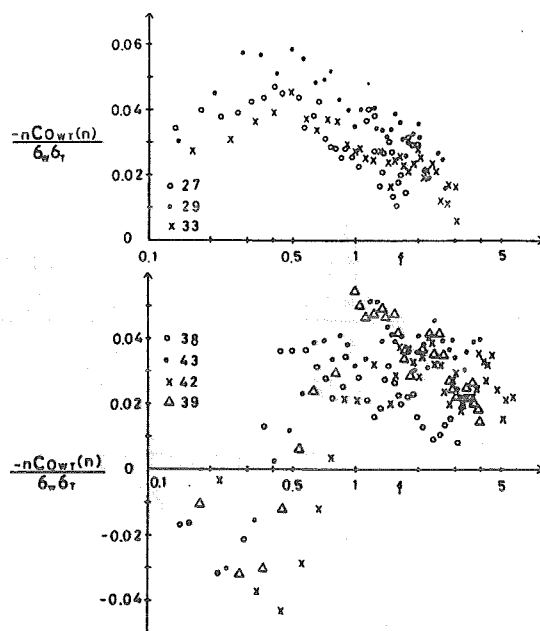
第 2 図

成層中の乱流輸送について強制対流の他にこれを抑制するような自由対流の存在を仮定して風速と気温のプロファイルを与える式と観測とを一致させうことを示したが、今回の観測結果もこの仮定を支持していると考えられる。

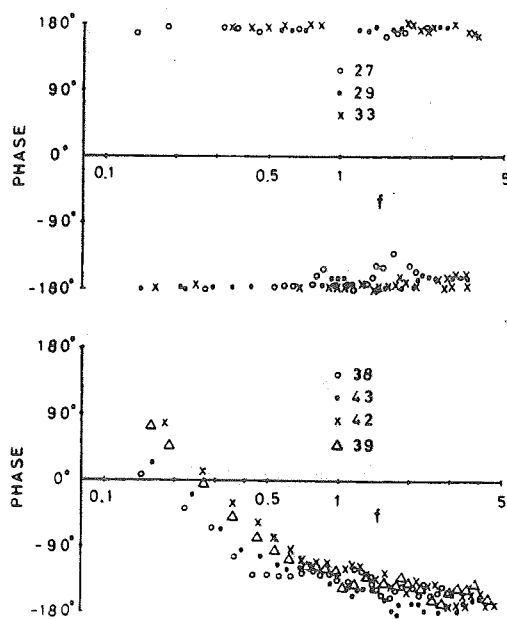
安定度が大きくなると成層中には乱流の他に重力波が含まれてくると言われてきたが Stewart (1969) の方法に従って位相角度を調べてみたのが図4である。 $0 < Ri < 0.1$ のとき位相角度 θ は $\theta \approx \pm 180^\circ$ であるが $Ri > 0.1$ のとき $0.1 < f \leq 0.5$ の領域で $-90^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ である。 $Ri > 0.1$ のときには成層中に乱流と波動が混在していると考えられる。

$Ri > 0.1$ のとき上向きの熱輸送が見い出された周波数領域と重力波が含まれると考えられる周波数領域がほぼ一致した。波動は熱を輸送しないので一見矛盾していると考えられるがこれに

ついては観測例を増すとともに更に低周波側までの解析が必要と思われる。



第 3 図



第 4 図

3. 氷霧中の過冷却霧粒、氷晶及び氷晶核の観測

桜井 兼市 (北教大旭川分校)

1. はじめに

雲中での相変化についての観測が困難である現状では地上での氷霧現象を利用して観測することが有益であろう。氷霧は Alaska においても発生するが気温が -40°C まで低下するため、発生した過冷却霧粒が self-nucleation するので雲中での相変化への応用に難しい面がある。旭川での氷霧は -20°C 前後の気温で生ずるため、この点に関しては有利である。

今までの氷霧の観測では過冷却霧から氷霧へ相変化した後、氷晶の濃度が大きくなる。これは日出直前に現われる。相変化前後の霧水量を比較すると order が一致し、霧水量は保存されている。

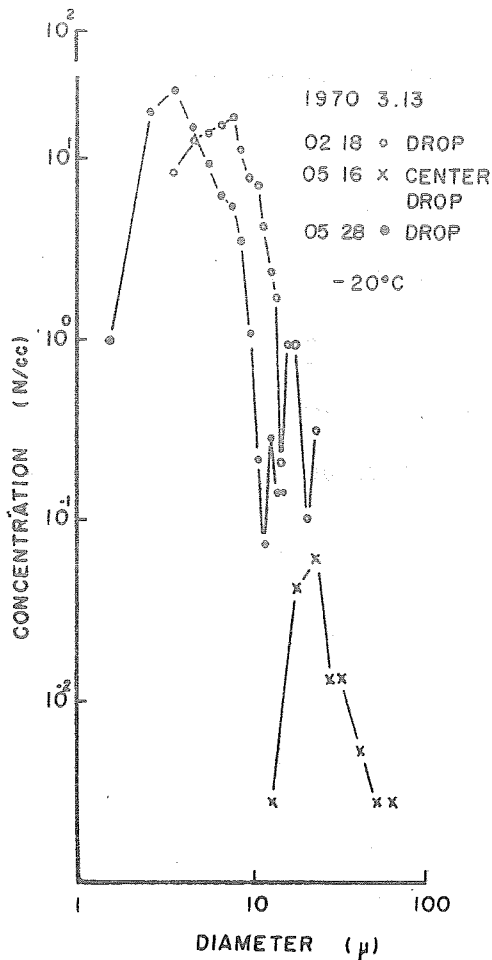
そこで今回は過冷却霧粒、氷晶及び氷晶核の観測から相変化の過程を明らかにすることを目的とした。

2. 測定

過冷却霧粒の観測にはインパクターを用い、ツエーデ油中に採取した。インパクトのために注射器 (容量 50 cc) を用い、吸入した空気の量から霧粒の濃度及び粒径分布を得た。氷晶は主としてスライドガラス上に自由落下したものより、その露出時間及び落下速度より 1 ℓ 中の氷晶の濃度を算出した。氷晶核の測定は約 1 ℓ の cold chamber を用い $-15^{\circ}\text{C} \sim -30^{\circ}\text{C}$ までの温度範囲で行い、氷晶核の温度スペクトルを得た。

3. 結果

過冷却霧粒の粒度分布及び霧粒の凍結したと考えられる氷晶の粒度分布の 1 例を第 1 図に示す。図中の○印は過冷却霧が発生した直後の粒径分布であり、●印は氷晶がすでに出現した後の粒径分布である。この分布をみると相変化前後で分布の形は変化していないが大きな違いは○印の分布に比べて、●印の分布中により大きい粒径の霧粒が存在していないことがみられる。即ち氷晶の発生により約 20μ 以上の霧粒が失われている。更に氷



第 1 図

晶（凍結霧粒及び氷晶の center drop）の大きさの最大頻度が上記の消えた霧粒の粒径に対応している。この事から旭川の水霧中の氷晶は比較的大きな霧粒（直径約 $20\ \mu$ 以上）の凍結から発生したものと考えられる。

観測された霧粒、氷晶及び氷晶核の濃度についての比較を第2図に示す。この図より、霧粒の粒径範囲が狭いものでは氷晶の濃度と氷晶核濃度はだいたい一致している。しかし、霧粒の直径が $20\ \mu$ を越えるような大きな霧粒を含む霧では氷晶が現われると、その濃度と氷晶核濃度とは1～2桁の違いが生じ、氷晶の方が濃度は大きい。ここでの氷晶核濃度は氷晶が現われた温度での核濃度を示してある。

DATE	TIME	TEMP. (°C)	CONCENT. of ICE CRYSTAL (N/L)	CONCENT. of ICE NUCLEI (N/L) (°C ACTIVATION TEMP.)	SIZE RANGE of FOG DROP
14 JAN. '73	00 20	-18.7	1		1 - 14
27 JAN. '71	23 40	-18.4	4	2.7 (-20)	1 - 9
12 FEB. '71	05 05	-24.2	5	6.8 (-25)	1 - 11
15 JAN. '71	00 50	-19.2	0.8	0.5 (-18)	1 - 19
16 JAN. '70	23 30	-21.4	200	40 (-20) 150 (-25)	1 - 38
17 JAN. '70	01 33	-22.0	250	9 (-22)	2 - 23
17 JAN. '70	06 00	-25.8	900	100 (-26)	
6 FEB. '70	04 40	-19.4	40	1 (-18)	4 - 13
13 MAR. '70	05 16	-20.0	280	3 (-19)	1 - 21

第 2 図

4. 考 察

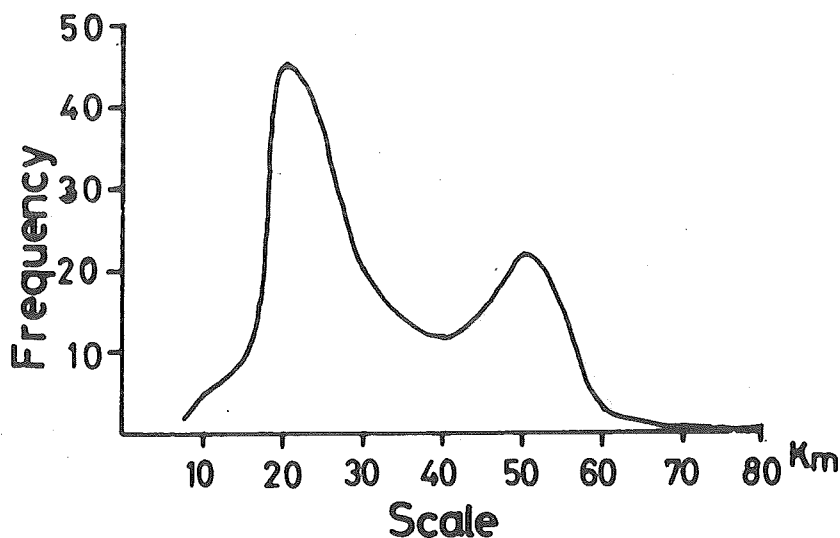
旭川での水霧において、はじめに述べた如く相変化する前後において霧水量が保存されている。霧水量の値を左右する大きな霧粒が凍結して氷晶になることを考えれば上記の事は説明される。更に雲内での氷晶の濃度と氷晶核濃度の不一致については多くの研究者が論じているが、水霧中での不一致は大きな霧粒（ $20\ \mu$ 以上）の存在とその凍結が一つの重要な点になっている。この点を考慮すると雲内での両濃度の不一致についても水霧中で起っている process と同じ process を考えることができよう。

4. 渦状エコーと小低気圧

山 口 勝 輔（北大理）

1967年宮沢等によってうず状擾乱が豪雪に深い関係があること示されて以来、多くの研究者によって渦エコーが研究されてきた。（1971年岡林、里見、1973年浅井富雄、1973年七沢謙、1973年元木敏博）

今回、うずエコーを全体的に見通す意味で過去に札幌管区気象台で観測されたうずエコーを集めて類別と統計的な解析を行なった。1966年から1972年の冬期222日のデータを調べ、そのうちうずエコーと識別したのは89回であった。その結果、うずエコーの水平スケールは20 Km前後と50 Km前後で卓越していることがわかった。（図1）そこで20 Km前後の連続うずエ

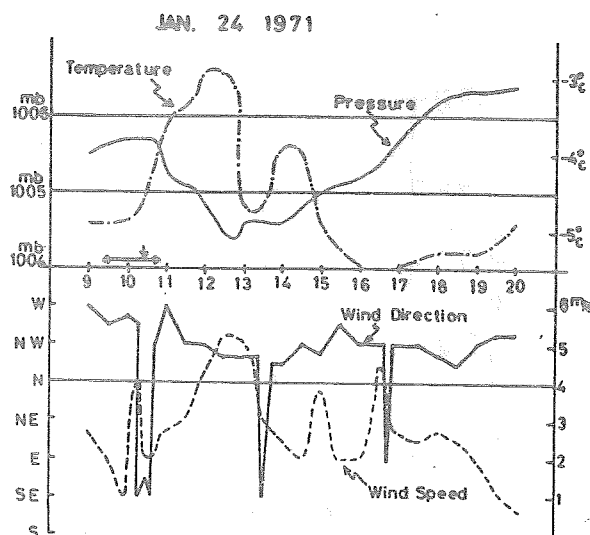
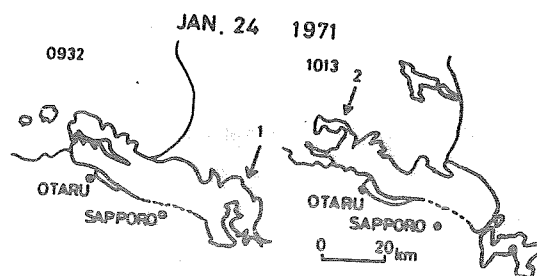


第 1 図

コーをAタイプ、50 Km前後の連続うずエコーをBタイプ、50 Km前後の単独うずエコーをCタイプと分けた。うずエコーの発見位置はAタイプは積丹半島に平行にあらわれる傾向がある。Bタイプは石狩湾の内であらわれうずの間隔は長く、積丹半島に平行又は直角に並ぶ傾向があった。又、うずエコーの構造を調べるため札幌附近を通過したと思われる日の自記紙を調べた。その例を図2で示す。1971年1月24日のAタイプの例であるが10時30分頃うずエコーが通過したと思われる自記紙には気圧の降下と気温の上昇、風速の変化、風向の変化が見られる。又、印刷天気図上にどのような時に表われるかを示した図が図3である。それによるとタイプAは季節風の吹き出し、タイプBは袋型、タイプCは小低気圧が西岸にあるときに多く発生していることがわかる。

次にうずエコーが発生する線観場
 はどのようなになっているかについ
 てはうずエコーが発生した前より
 も後の方が850 mb 面で風速が強
 まり、気温が下がることがわかつ
 た。又、発生中又は発生した時刻
 の一番近い時刻における850 mb
 面の気温は $-14^{\circ}\text{C} \sim 16^{\circ}\text{C}$ に多
 く700 mbでは $-22^{\circ}\text{C} \sim -26^{\circ}\text{C}$
 に多い(図4)。

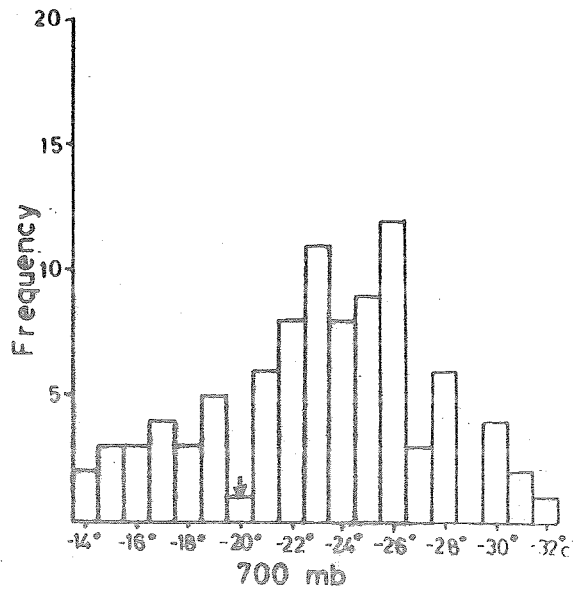
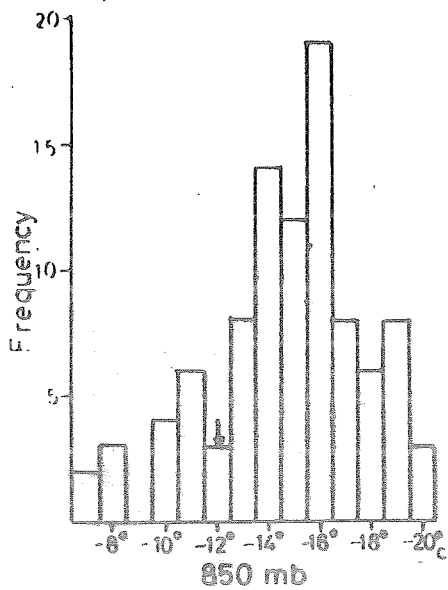
稚内、札幌の上層のデーターで
 石狩湾沖を調べると、850 mbの
 風向は収束を示す時に多く発生し、
 700 mbでは半々になり、又850
 mbの東西風では低気圧性シャ
 ーになっているときが多く発生し
 ている。そして収束で低気圧性シャ
 ーになっている場合が一番多く発
 生していたことがわかる(図5)。



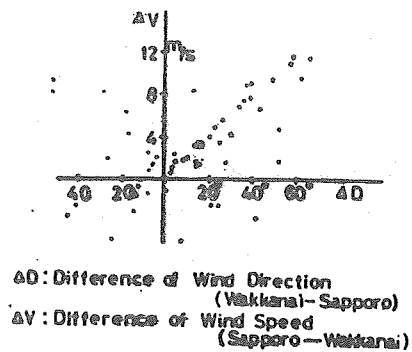
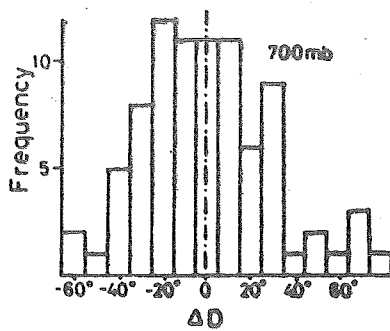
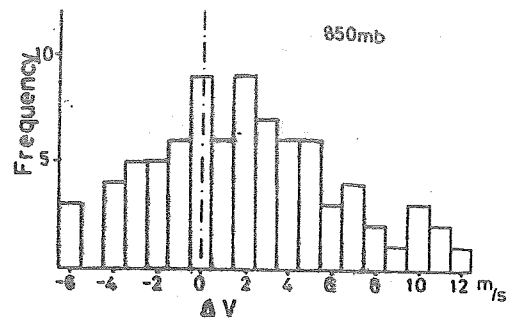
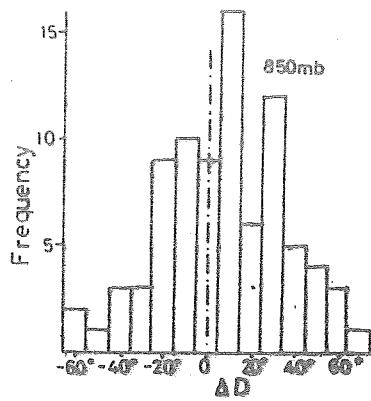
第 2 図

	Behind cyclone	Monsoon	Fukuro pattern	Mesocyclone in weather chart	Anticyclone in Northern Japan	
A	4	19	15	1	0	39
B	3	6	13	7	1	30
C	3	0	5	7	1	16
	10	25	33	15	2	85

第 3 図



第 4 図



第 5 図

5. 道央地方の降雪の特徴とその予報

七 沢 謙 (札幌気)

1. 目的と方法

毎日9時の気象観測資料から、その後翌日9時までの24時間の降雪量の分布状況を予報する方法を開発するため、昭和45年12月から48年3月までの3冬季間について、札幌レーダーが観測した毎日9時の雪エコーパターンを、面エコー、弧状エコー、線エコー、うずエコーの4型に分類し、これらの発現時の地上気圧配置の特徴、上層風との関連、降雪分布との対応などを調査し予報の可能性の有無について検討した。

2. 結 果

(1) 各型は面エコー、弧状エコー、線エコー、うずエコーの順で発現するが、低気圧の経路によっては弧状エコーが観測されないこともある。また次々と低気圧が通過するような場合にはうずエコーが観測されないで線エコーからいきなり面エコーになることもある。

(2) エコー分布域と降雪分布域とは良く対応する。一例として線エコーの場合を第1図に示す。北陸地方などで行なった調査報告によると線エコーの走向や間隔などの持続時間は短かいように述べられているが、北海道の場合は上記の結果からも明らかなようにわりあい持続時間が長いようで、予報上有利である。

(3) 面エコー

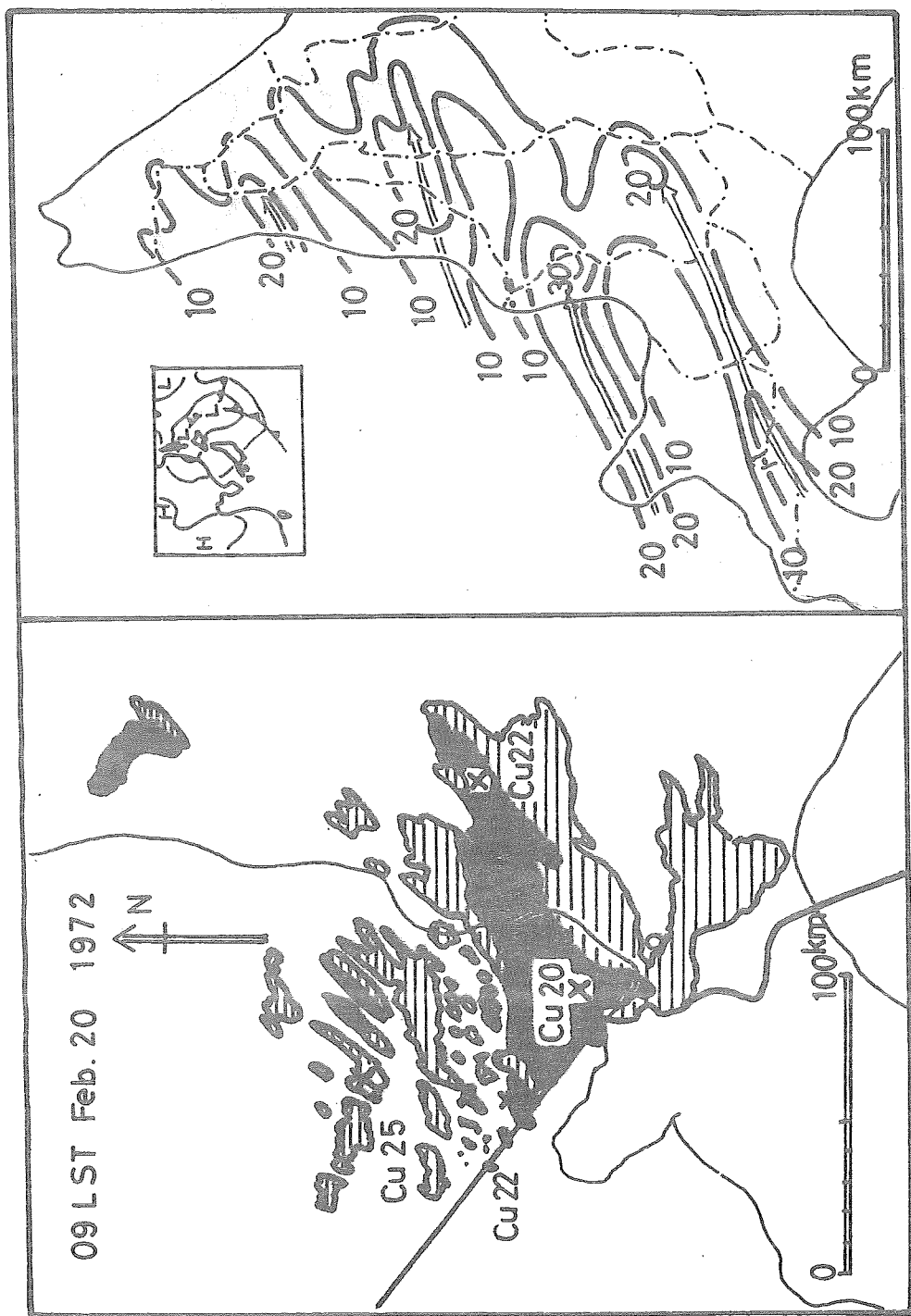
低気圧が襟裳岬沖や檜山沖にあり、稚内の気圧が函館より3mb以上、また帯広の気圧が札幌より3mb以上それぞれ高い場合に現れ、雪は石狩平野全域で降るが、特に南ほど多く、日降水量100mm以上降ることもあるが、平均して37mmである。

(4) 弧状エコー

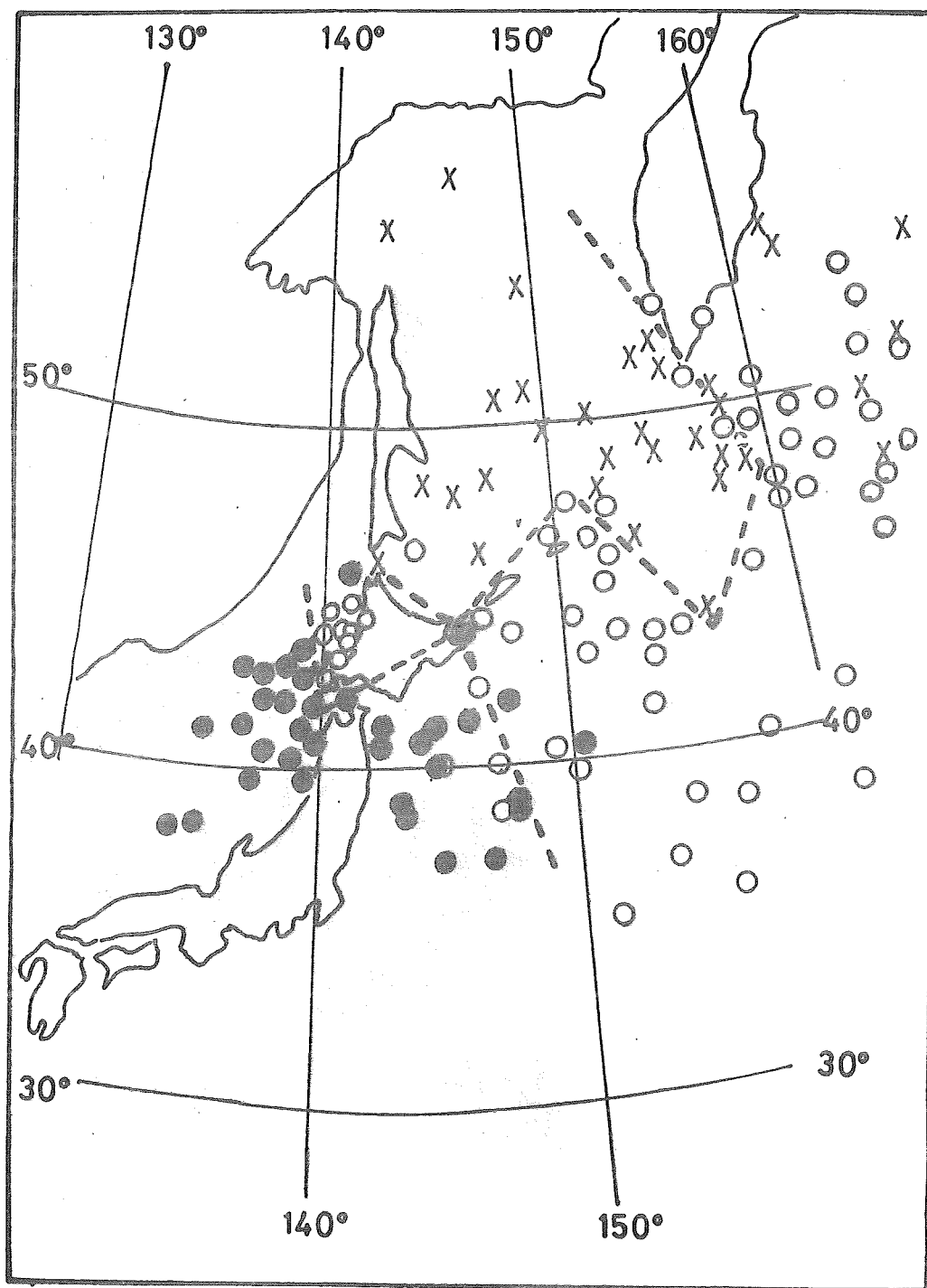
低気圧が北海道東方海上にあり、稚内—函館、帯広—札幌の気圧差が5mb以下の場合に現れる。この時の850mbの風向をみると、札幌が北西の時は稚内で北北西、札幌が北ならば稚内が北北東といったように約20°のずれがみられる。雪はエコー浸入域で降るが、特に石狩北部から空知南部にかけて降る場合が多く、日降水量は50mm以上になることもあるが、ここ3年間では60mm以上になったことはなく、平均では28mmであった。

(5) 線エコー

低気圧が北千島やその南の海上及びオホーツク海にあるときで、函館が稚内より5mb以上、札幌が帯広より5mb以上気圧が高い時に現れる。850mbの札幌と稚内の風向をみると、南西から北西にかけての風向のときが多く両地点の間では風向差は認められない。線の走向は札幌の850mbの風向に指向され、線の本数は札幌の850mbの風速が 18 m/s で100km以内に1~2本、 27 m/s で4~5本で、風が強くなるほど線の本数が増し、逆に線の幅や線間の間隔が小さくなる傾向が認められる。雪の降る地域は線の走向できまり、晴天域と降雪域が帯状で隣接し合っている。日降水量は多くて30~40mmであり、平均的には多いところで26mm程度で



第1図 エコ一型と降水量分布 (mm/day)、線エコ一の場合



第2図 低気圧位置とエコー型 ●面エコー、○弧状又はうずエコー、×線エコー

であった。

(6) うずエコー

低気圧がカムチャツカ近海に進み、気圧傾度がゆるんで日本海が袋型低圧部になる時に多く観測される。また時には石狩湾に小低気圧が解析されることもある。この型のエコーは北海道に内陸高気圧がある場合にみられ、この内陸高気圧が無い場合は弧状エコーとして観測される。雪の降る地域や日降水量は弧状エコーと同一に考えてよい。

第1表 エコー型別にみた降水量分布の特徴

統計期間 昭和44年12月～47年2月
(各年12月～2月01日)

エコー型	エコー名	例数	日降水量階級別回数		後志地方											石狩地方		室知地方			
			10-14	15-19	20-24	25-29	30-34	35-39	40-44	45-49	50<	後志地方	石狩地方	室知地方							
低気圧エコー	低気圧線通過 日本海	21	83	32	2	3	4	3	3	1		2	3		2	14	5				
	“ 大津湾	8	84	40	2		2				1		3			6	2				
	“ 2-5	2	127	79					1				1		1						
	計	31		372	4	3	6	3	4	1	1	2	7		3	21		7			
集中エコー	エコー位置 札幌近海	8	40	28			3	3		1	1					5	1	2			
	“ 札幌近海	12	55	27	1	2	5			1	1	1	1			5	3	1			
	“ 札幌近海	1	32	32					1						1						
	計	21		278	1	2	8	3	1	2	2	1	1	1		5	8	4			
線エコー	SW	2	21	19		1	1							1		1					
	WSW	7	39	27			4	2		1											
	W	10	32	23	2		3	3	2					1		2	2	3			
	WNW	12	38	27	2		2	2	4	2						1	1	6			
	NW	13	38	29			4	2	2	3	1			2		1	2	7			
	NNW	3	26	21		1	1	1								3					
	NNE	2	38	30			1			1						2					
	計	49		259	5	2	16	10	8	7	1			4		6	2	16			
うずエコー	エコー位置 札幌近海	17	42	28	1	1	2	6	3	3	1					3	11				
	“ 札幌近海	3	28	25			1	2						2		1		3			
	計	20		276	1	1	3	8	3	3	1			2		1	3	11			
総計		121			11	8	33	24	16	13	5	3	8	7	3	7	31	35	21	16	1

統計期間全日数 271日、最大日域で 10mm以上エコー日数 181日、全日数に対する割合 45%
30mm以上エコー日数 65日、全日数に対する割合 17%

8. 札幌市の大気汚染と気象（第1報）

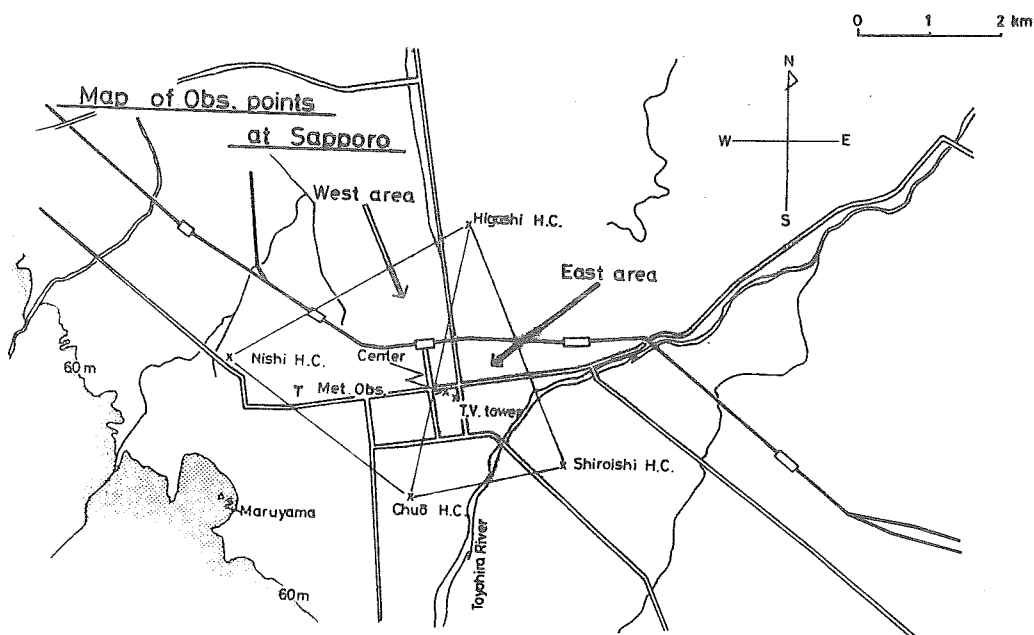
2) 昭和48年5月の札幌市の汚染質濃度と気象の関係

内田 英治・渡辺 正雄・丸山 栄三・今野 真悦
杉中 誠一・田村 和也・足立 崇（札幌気）

5月は移動性高気圧が、頻繁に北日本を通過する。この状態は、境界層上部に沈降性逆転を生ぜしめ、接地逆転と相まって大気汚染質の上方拡散を妨げる。一方、水平方向の拡散については海陸風前線等の収束線の変動が重視されている。ここではそうしたより大規模な場をBack groundとして、特定点での濃度変化には、局所的な水平の収束発散の効果も考えられることから、札幌市中心部について、その見積りを行なってみた。

解析方法

札幌市に属する4観測点（図1参照 中央、西、東、白石の各保健所）での風の資料を用い、これらを2ケの三角形（東領域…中央、白石、東、西領域…中央、東、西）に分割して、個々の領域についてBellamyの方法で発散計算を行なった。けれども、ここで考えているよう極く局地的な領域において、実測風そのものを用いては乱れが大きすぎて発散計算に適當ではない。必要なのは各観測点での空間的な風の偏倚であるから、短時間の時間的乱れは取り除かねばなら

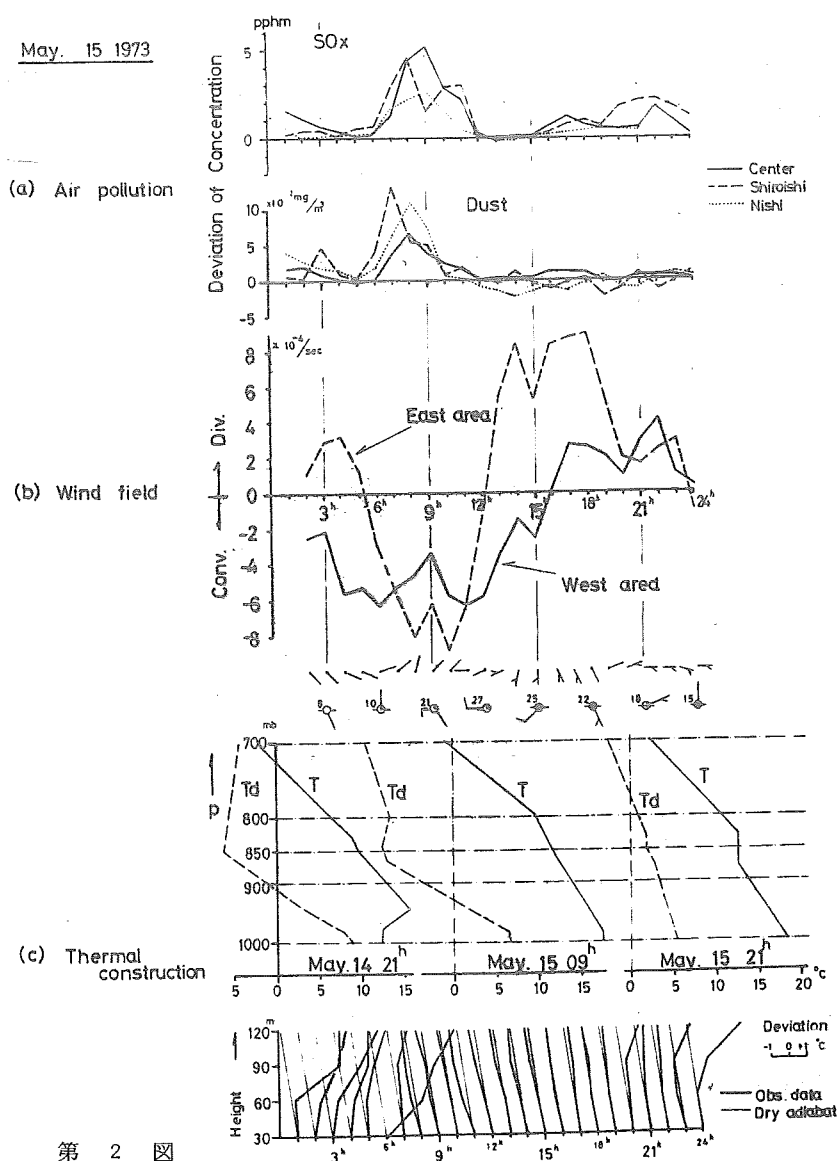


第 1 図

ない。従って、各観測点の平均風からの偏差を3時間移動平均し、それを基礎として発散計算を行なった。これによって3時間以内の Life time の乱れは除去され、主に地形効果による空間的な偏倚による収束発散が求められる。(勿論、地形効果のみでなく、熱的效果、及び長時間の場の時間変動による効果も含まれている)。

解 析 例 1973年5月15日の場合(図2)

図は上から、(a)汚染質濃度偏差の日変化。濃度は汚染質の排出源の分布・活動度による変動を除くため月平均からの偏差を用いている。(b)収束発散の日変化と平均風及び気象台の実況(風速、風向、天気、温度)。発散は東領域、西領域に分けて示した。(c)下層大気の熱的構造。上図は気象台の高層観測による700mbまでの気温及び露点温度の分布(12^{hr}毎)、下図は大通りテレ



第 2 図

ビ塔での観測による接地気層内の気温分布である。これは30 mでの気温からの偏差で表現されている。

これらを概観すると、汚染質濃度が08^hから11^hにかけて平常より著しく高い peak が認められる。これに対応して発散も東領域では6^hから収束に転じ11^h頃まで全域で収束が強化されているのが明瞭である。その後発散場となり20^hからは発散が少々弱まって接地逆転の強化と相まってSO_x濃度を高めている。9時前後の peak は接地逆転のみから考えると8^hには既に不安定成層となっていることから完全には説明し得ない。むしろ収束場の強化が主因と考えることの方が妥当のようである。

平均風と収束発散場

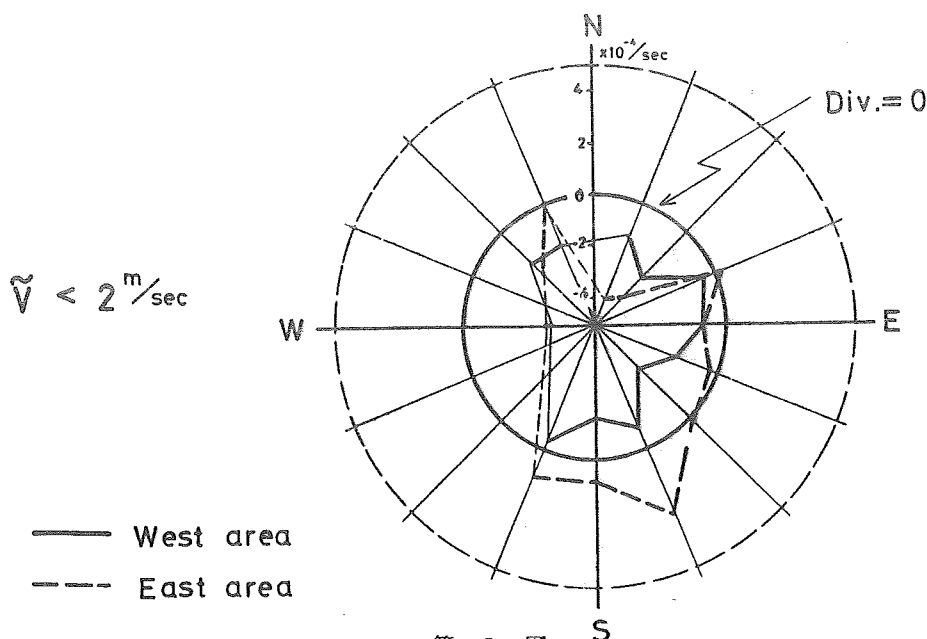
第3図に、平均風速2 m/s。未満の弱風の場合の風向と収束発散の関係を図示した。中の円の発散0の線を境に内側が収束、外側が発散になる。これによると東領域ではSE～SSWが発散、NNE～ESEが収束となる傾向にあるが、西領域では何れも収束である。しかし両域ともNNE～NEの場合は収束が強まる傾向にあり、SSEでは発散が強まる傾向にあることが判る。特に後者については、2 m/s。以上の場合にも顕著であった。(図は略) これらの現象については、札幌付近の山地の走向と一致していることから、地形性の原因と考えて良からう。なお西成分を持つ場合については例数が少なく状況は不明である。

おわりに

本論は第1報の(1)に同じく、北海道科学研究補助金(共同研究)により行われたものであって、資料は札幌市環境局から提供を受けたものである。

Mean wind and Divergence

以 上



第 3 図

9. 札幌市の大気汚染と気象（第1報）

1) 昭和48年5月6日と14日の石狩平野の収束線の変動

内田 英治・渡辺 正雄・丸山 栄三・今野 真悦
杉中 誠一・田村 和也・足立 崇（札幌気）

はじめに

大気汚染質濃度の増大をもたらす要因の一つとして、収束線（海風前線）の存在が考えられる。このことについて、札幌市内で汚染質濃度が平日より増大した昭和48年5月6日と14日の両日を選び、石狩平野の地上風から流線解析による収束線の変動を調べてみた。

(1) 5月6日について

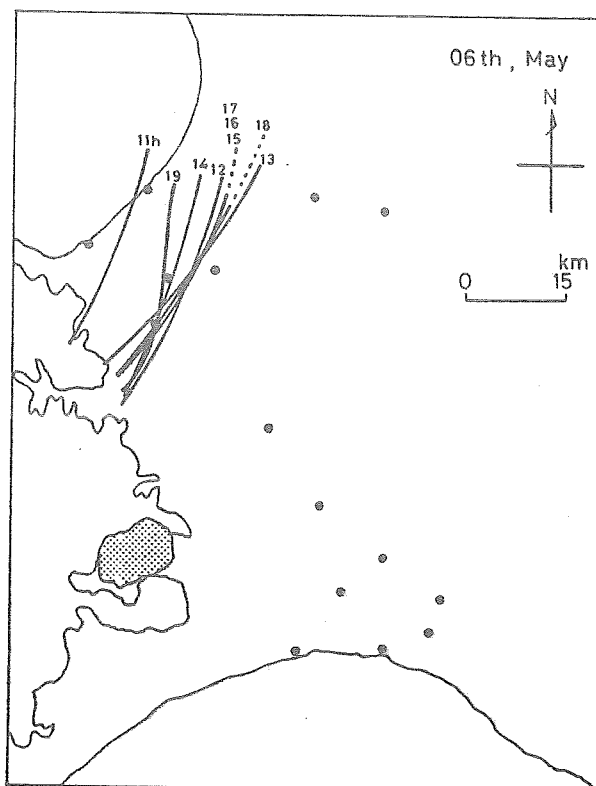
毎正時の流線解析によると、明けがたから10時頃までは全域にわたってS寄りの風が卓越しているが、11時前後に石狩湾からN寄りの海風が内陸に入り始めた。この海風は太平洋側から吹いて来る一般風との境に収束線（海風前線）を形成する。その後、この収束線は内陸へ約20km入った札幌付近に停滞するが、19時過ぎになって後退し、ふたたび全域でS寄り一般風が卓越した（図1）。

(2) 5月14日について

6日の場合と同様の解析を行った結果、石狩湾からのN寄りの海風は10時過ぎに発現し、一般風との境に収束線を形成していた。しかし6日の場合と異なる点は、この収束線は時刻と共に南下を続け、16時以降は太平洋側へ抜けてしまっていることである（図2）。南下速度は12～14 km/hourであるが、これは石狩側と苫小牧側の風速差に関連するものと考えられる。

(3) 気圧配置と一般風

この両日の09時の地上気圧配置を図3に示す。いずれも北海道付近は移動性高気圧におおわれているが、高気圧の中心が6日は関東沖にあるのに対して、14日は日本海にある。したが

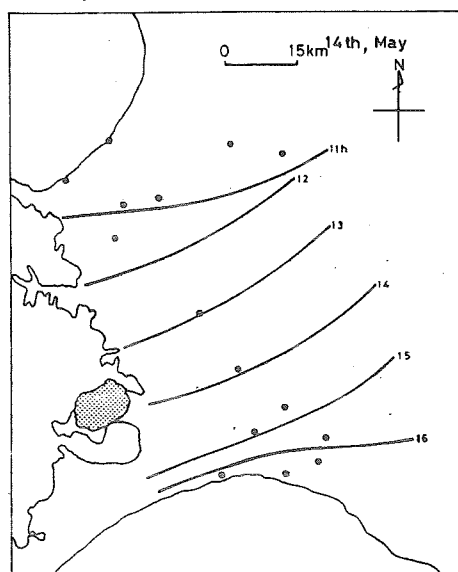


第1図 5月6日の収束線の日変動

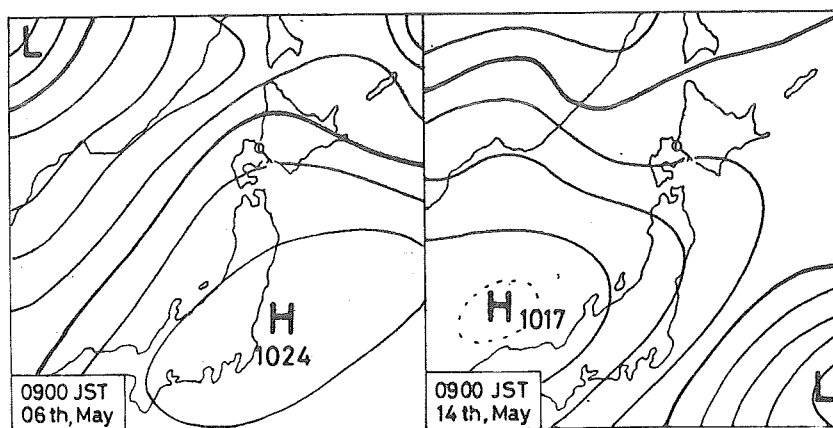
って北海道付近の等圧線の走向は、6日はSW—NEであるのに対して、14日はW—Nとなっている。いま稚内、根室、浦河、寿都の4点の地上気圧から地衡風を計算し時間変化をみると、6日は終日W風であるが、14日は09時以降NW風になっている。この計算による地衡風と実測風を比較すると、地衡風がW風の場合、石狩平野ではS寄りの風となることが多い。すなわち、6日の一般風と海風との相乗効果が収束線の変動をもたらすものと思われる。

(4) おわりに

この調査は北海道科学研究補助金（共同研究）を受けて実施したものであり、北海道庁、北海道開発庁札幌開発建設部および気象庁の観測資料を用いた。



第2図 5月14日の収束線の日変動



第3図 地上天気図

10. 札幌市の大気汚染の気候学的解析 第3報

大気汚染と気象要素の多変量解析

成 田 脩 (北大工)

第1、2報において、風の流線解析、調和解析等により、札幌地区の大気汚染と風、前線等の関係を報告したが、今回は、温度、安定度、気圧配置等の気象要素を加え、多変量解析の手法を用いて、大気汚染と気象要素、地域特性等の関係を考察した。

大気汚染物質のうち SO_2 を対象として、その濃度(C)、

$$\begin{aligned} f(C) &= f(Q, U, K) & Q: \text{発生量} & U: \text{風速} & K: \text{拡散係数} \\ f(Q) &= f(t, T^\circ) & T^\circ: \text{気温} & t: \text{時刻} & Z_0: \text{地形要素} \\ f(K) &= f(stb., U, Z_0) & stb.: \text{安定度} & & \end{aligned}$$

の関係が考えられる。

市内、7地点の風向、風速、6地点のC、テレビ塔の高さ方向の温度差、安定比、風系、気圧傾度、気圧配置等を用いて、共通因子を見出すための、因子解析、各影響の度合を見るため、多重回帰分析、地域相互間の影響を見るため、偏相関解析、各要素のグループ化のため、正準相関解析を行った。

地域特性、グループ識別のための正準相関解析と偏相関解析で、図1、2に見られるように、 χ^2

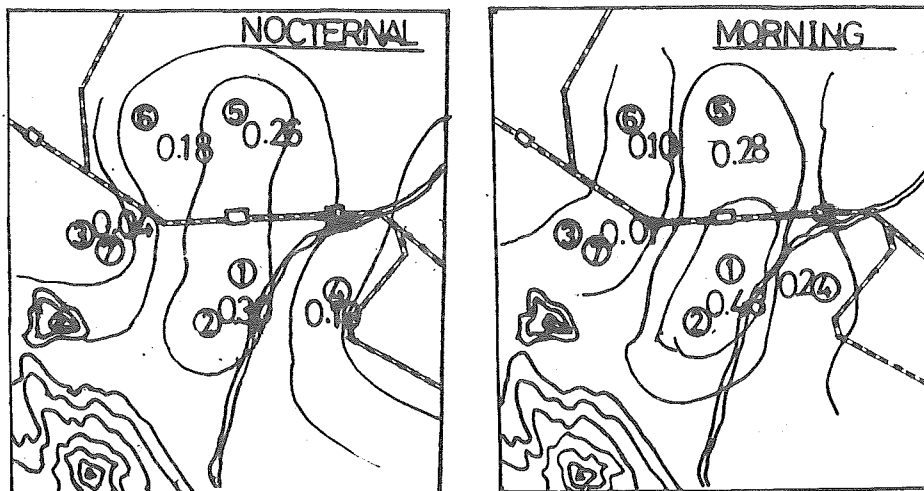
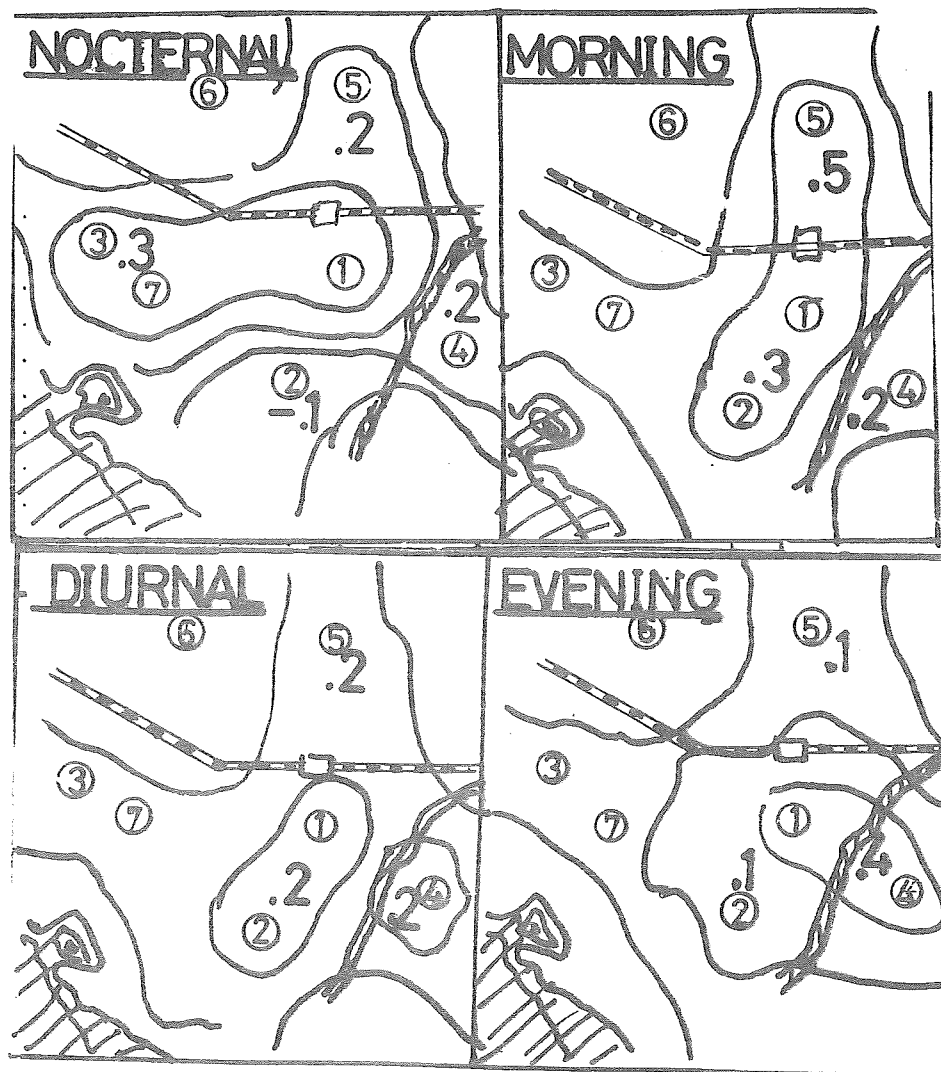


Fig.1. The Distribute System of the Partial Corr. C.F. of the Wind Speed.

Fig.2. The Distribute System of the Partial Corr. C.F. of SO_2



係数、偏相関係数の時間帯別変化が明瞭に SO_2 に見られる。他方、風に関しては、さほどの差は見られない。このことから、風のような気象要素と異なり、大気汚染は、地域構造自体が、時刻により変化し、それだけ現象が説明しづらいことになる。

構造を知るため、因子分析を行なったが、まず、定性的に解析を行なうため、大きい、小さい、中位い等のカテゴリーに分けて分析を行なった。又、各データが、各々、完全な独立関数とは思えないので、直交回転による最適化だけでなく、斜交回転による解析も合せ行なった。又、主因子分析だけでなく、データのグループ分け、及びその影響を見るため、正準解析、及び共通性と独自性を見るためのイメージ法解析も合せ行なった。図3、4は、その各方法における因子負荷量と分散の割合である。解析方法の違いにより、異なった結果が表わされているが、各因子がグループ化さ

Fig. 3. The Percentile of Variance (Factor Analysis)

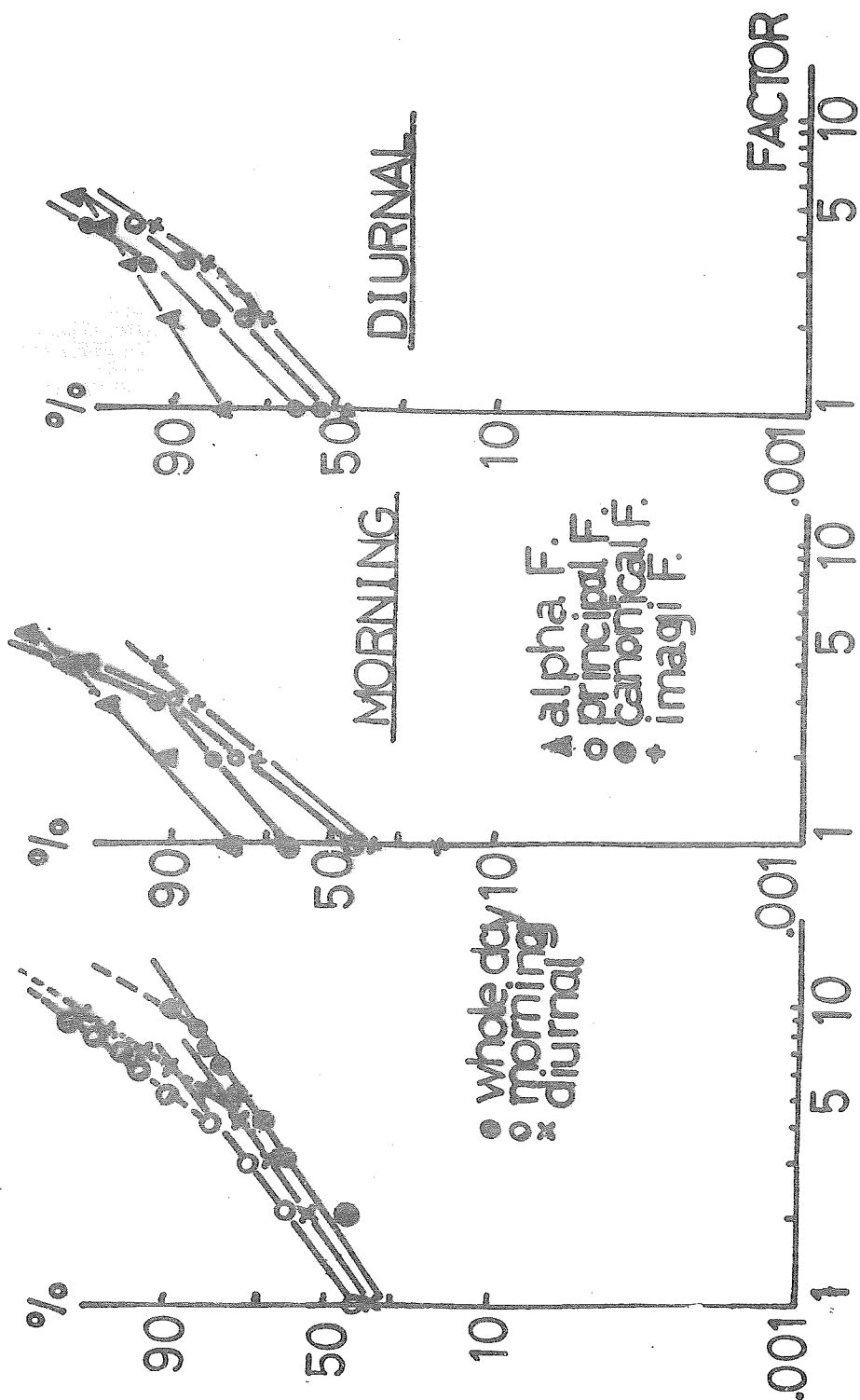
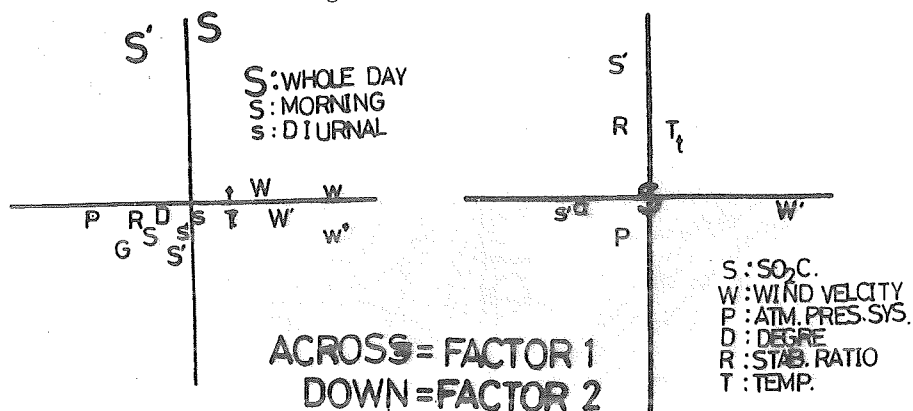


Fig.4. Factor Loading



れている。しかし、その先の構造の解明となると、困難を来す。図3で分散のパーセンタイルが、対数正規になっているのは、SO₂濃度分布と比しても面白い対照である。

各要素の影響を調べるためと、予測のために多重回帰及び多重回帰式を用いる。そのために、各要素を独立関数の組合せにしなければならないのであるが、その点は、厳密な選定を行わなかった。唯その代りに、ある場所の影響要因の順序等といったものがわかる。

例えば、TV塔付近の濃度に関しては90mと地上の温度差の方が、60mの温度差よりきくとか、因子分析では気温が第一、第二因子等に影響を及ぼしているにもかかわらず、回帰分析ではほとんど影響がないように見える等である。

表1に、1つの多重回帰分析の結果をのせている。

安定比の高さによる濃度への影響の違いは絶対量としては小さいので断定は出来ないが、興味ある対象である。安定度と濃度は、近傍の関係では低い所の地域が広がれば、より高い差での安定度がきいてくとも思えるが、結果としては、いつもこういう訳にっていない。

唯このような統計解析は、実際の物理現象との対応を常に考えていないと、数値の変動が、実際の物理現象と無関係に現われる場合もあるので、今後、現象の実測等と合せて、構造の解析を行なわなければ、あまり意味のないことになると思われるので、その点を今後の課題としたい。

Table.1. Square Multiple Corr. C.F. and Multiple Regression C.F.

	DEPENDENT VARIABLE (TV. SO2 D)			M.R.C.F.
	MULTIPLE R	R SQUARE	RSQ CHANGE	
1. TV.SO2. M	0.57	0.32	0.32	0.38
2. TV.deg. 0-90 M	0.64	0.40	0.08	0.07
3. TV. W.S.D	0.66	0.44	0.03	-0.31
4. TV. S.R. 0-90 D	0.70	0.49	0.04	-0.36
5. TV. TEMP. D	0.73	0.54	0.05	-0.17
6. VAROMETRIC DIST.	0.76	0.57	0.03	0.32
7. TV.deg. 0-90 D	0.78	0.62	0.04	-0.12
8. WIND SYSTEM	0.79	0.63	0.01	-0.11
9. TV. W.S.M	0.80	0.64	0.01	0.18
10. CLOUDINESS	0.81	0.65	0.01	0.15
11. TV. TEMP. M	0.81	0.66	0.00	0.08
12. TV. S.R. 0-60 D	0.81	0.66	0.00	0.09
13. TV. S.R. 0-90 M	0.81	0.67	0.00	0.35
14. CONSTANT				3.65

D: Diurnal M: Morning S.R.: Stability Ratio W.S.: WIND SPEED

Ⅳ 昭和48年度役員会報告

1. 昭和48年度第1回理事会 48.6.19. 於 気象台

(1) 出席者 須田・孫野・内田・丸山・井上・石田・中岡
播磨屋・遠藤・村松

(2) 議 事

- ア. 第8期支部理事の補充選挙開票結果を報告した。
- イ. 新理事3氏(石田・須田・内田)を孫野支部長代理が紹介した。
- ウ. 47年度の事業経過と会計報告を中岡幹事長が行い承認された。
- エ. 48年度の事業計画と予算案について討議し、次のことが決まった。
 - 支部研究発表会は年2回とし、その内1回は気象台と共催する。
 - 道内地方都市で行うシンポジウムは今年は休みとする。また本部依頼のシンポジウムも適当なテーマがないので見送る。
 - 講演会は北大の紹介により年1回～2回行う。
 - 支部だよりは年2回発行、そのうち1回は選挙の関係で4月上旬発行を固定化する。
- オ. 理事の互選により、新支部長に須田建氏・新常任理事に内田英治氏を選出した。
- カ. 賛助会員の拡張については、気象台から札幌市へ働きかける。
- キ. 学会奨励金受領候補者には、気象台で適任者があれば支部推薦とする。

2. 昭和48年度第2回理事会 48.9.19. 於 北大理学部

(1) 出席者 須田・孫野・内田・丸山・石田・中岡・播磨屋
遠藤・村松

(2) 議 事

- ア. 昭和49年春季シンポジウムの話題提供者を北海道支部から1名推薦するよう、本部から依頼があり、支部会員を推薦することになった。
- イ. 本部依頼の来年度支部開催シンポジウムは、開催可能である旨本部へ返事する。テーマは「冬の低気圧」とし、予算が少いので、秋の管区研究発表会(2日間)を1日延長して行う線で引続き検討する。
- ウ. 主部主催講演会は、低温の小林さんがデンバー大学の福田さんと連絡をとり進めているが来道の時期など未定の報告があった。
- エ. 本年度管区と共催支部研究発表会の講師は、発表題数が増え、講演時間がないので見送る。
- オ. 賛助会員(札幌市)の交渉経過について、丸山常任理事・中岡幹事長が報告した。
- カ. 学会奨励金受領候補者には、気象台の村松会員を支部として推薦した。

3. 昭和48年度第3回理事会 48. 12. 13 於 気 象 台

(1) 出席者 須田・内田・丸山・石田・中岡・播磨屋
遠藤・村松

(2) 議 事

ア. 支部第2回研究発表会を49年3月19日に北大理学部で行うこととし、発表申込要領を決めた。

イ. 支部だより№19は固定された4月上旬発行とし、支部第9期役員選挙告示など掲載事項が承認された。

ウ. 本部依頼による来年度地方開催シンポジウムと学会支部・管区气象台共催研究発表会の運営方式は、最近申込題数と聴講者の増大により、従来そのままでは運営できなくなっていることが、气象台から説明され、先の第2回理事会で、管区研究会を1日延長することを盛り込んで、次のように改正運営することが決った。

すなわち、学会・管区共催発表会と管区研究会を3日間とし、第1日目を学会・管区共催研究発表会とする。なお管区研究会は第2日目・3日目の丸2日間とする。学会・管区共催研究発表会は、气象台地区研究会からの推薦を止め、原則として、会員のフリーな申込による。

なお、本部依頼のシンポジウムを行う年は、第1日目の共催研究発表会を休んでシンポジウムにあてる。さし当り、来年度(49年度)はシンポジウムを行うので、支部第1回研究発表会(共催研究発表会のこと)は取り止めとする。

懇親会は第1日目終了後に行う。

エ. 「冬の低気圧」に関する来年度シンポジウムの実施要領のアウトラインを取り決めた。

- 時期は49年11月末ごろの1日間
- 場所は气象台会議室
- 午前中は中央講師2～3人による講演会。午後は地元スピーカー4～5人によるオリジナル型式とする。
- 人選案は3月の第4回理事会に案を持寄り、4月中に本人の了承をえて決定し、5月中を目標に「天気」揭示を依頼する。

オ. 札幌市が10月に賛助会員となった。

カ. デンバー大学福田教授の支部講演会を去る10月27日北大で行った。テーマは「気象と台風の制御」。

キ. 学会奨励金は先に推薦していた村松会員が、受領者に決定し、秋の学会で受領した。

ク. 本部春季シンポジウム(49年2月)には、支部から气象台の七沢会員が出席する。なお村松会員も自費出席する。

4. 昭和48年度第4回理事会 49. 3. 19 於 北大クラーク会館

(1) 出席者 須田・孫野・内田・丸山・石田・中岡・播磨屋
遠藤・村松

(2) 議 事

ア. 「冬の低気圧に関するシンポジウム」の招待講師候補者2名の人選を行った。またオリジナルな話題提供者は一般公募することとなった。

イ. 現理事(須田・内田・丸山・大野)と幹事(中岡)の移動予定について中岡幹事が報告した。

ウ. 支部第9期役員選挙告示と選挙日程案を中岡幹事が説明し承認された。なお理事候補者については4月になって、会員の有志代表から推薦して貰うこととする。

エ. 須田支部長転出に伴い、新支部長選出までの代理者は孫野常任理事にお願いする。

オ. 学会本部第18期北海道地区理事には支部理事会有志代表が2名(孫野・増沢)を推薦することになった。

カ. 支部会計中間報告(3月6日現在)を中岡幹事が行い承認された。

キ. 支部だより第19に今回移動する3名の理事のあいさつを掲載する。

ク. 気象台の定員削減に伴い事務が困難となってきたので、今後は各幹事が従来以上に作業を分担するとともに、タイプのアルバイト費が承認された。

V 日本気象学会北海道支部第9期役員選挙告示

現在の役員はこのたび2年の任期が満了となりますので、支部規約に従い次の要領で役員選挙を行います。

1. 選出する役員

日本気象学会北海道支部 理 事 7名

2. 被選挙者の資格

昭和49年4月1日現在の支部所属通常会員

3. 立候補および候補者を推薦する場合の届出

イ. 自ら立候補する者は氏名・年令・所属を記入捺印のうえ届出ること、推薦する者（または機関の場合は代表者）は候補者の上記事項を記入のうえ、候補者の承認をえて、推薦状を届出ること。

ロ. 届出締切日 昭和49年4月27日（土）

ハ. 届 出 先 060 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌管区気象台調査課内

日本気象学会北海道支部 選挙管理委員会

4. 投 票

イ. 有権者資格 昭和49年4月1日現在の支部所属通常会員

ロ. 候補者名簿および投票用紙 昭和49年5月上旬にこれらを有権者に送付します。

ハ. 投票締切日 昭和49年5月25日（土）までに選挙管理委員会へ到着のこと。

ニ. 投票方法 理 事 7名（または以内）の連記

5. 開票および結果の告示

イ. 開 票 期 日 昭和49年5月27日（月）

ロ. 開票結果は当日発表し、かつ「天気」（ただし当選者のみ）および「支部だよりNo.20」に公示します。

昭和49年4月10日

日本気象学会北海道支部選挙管理委員会

Ⅷ「冬の低気圧」に関するシンポジウム

開催予告と研究発表募集のお知らせ

日本気象学会北海道支部

北海道支部では札幌管区気象台と共催で下記の要領により、上記シンポジウムを開催することになりました。ふるってご参加ご応募下さるようご案内致します。

記

1. 共同主催 日本気象学会北海道支部・札幌管区気象台
2. 年 月 日 * 昭和49年11月末～12月初めの1日間
09時30分～17時
3. 場 所 札幌市北2条西18丁目 札幌管区気象台
4. 内 容 午前の部 講演会 座長 北海道支部長
講 師 気象研究所 齊 藤 直 輔 氏 題*未定
講 師 気象庁予報部 宮 沢 清 治 氏 題*未定
午後の部 オリジナルな研究発表 座長*未定
発表者数は5～6人を予定
5. 午後の部の研究発表募集
 - (1) 応募の内容 「冬の低気圧」に関するオリジナルな研究で、理論でも解析でもよく、また結果としての災害なども広く含む。現象のスケールは大小を問わず、大低気圧による暴風雪やメソの小低などいずれを取扱ってもよい。
 - (2) 発表時間 30分以内
 - (3) 申込〆切 49年8月31日必着
 - (4) 申 込 先 060 札幌市中央区北2条西18丁目
札幌管区気象台調査課内
気象学会北海道支部事務局
(TFL 011-611-6121 内412)
 - (5) 要旨の提出 申込者は、題名・氏名・所属と400字以内の要旨を1部申込と同時に、上記申込先へ必ず提出すること。
 - (6) 了解事項 発表申込数により、発表時間の短縮、場合によっては、書面参加に変更をお願いすることがある。
6. 付 記 聴講無料、来聴歓迎

注 * 決定しだい「天気」でお知らせします。

北海道支部だより No. 19

昭和49年4月10日 印刷

昭和49年4月15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
札幌管区气象台内

印刷所 東陽プリント株式会社
札幌市中央区大通西15丁目
