



〈支部創立30周年記念号〉

一 目 次 一

1. 支部長挨拶	秋山 勉	1
2. 祝 辞	日本気象学会理事長 山元龍三郎	2
	日本雪氷学会北海道支部長 若濱 五郎	3
	日本農業気象学会北海道支部長 堀口 郁夫	4
3. 支部創立 30 周年記念行事実施状況		5
4. 歴代支部長		24
5. 支部活動の思い出		25
6. 支部の歴史（役員、講演会、夏季講座、研究発表会、機関誌）		35
7. 解説・「地表面付近の風と温度のふるまい」 花房 龍男（札幌管区気象台技術部）	45	
・「雪の流動化と雪氷混相流」 前野 紀一（北海道大学低温科学研究所）	69	
8. 昭和 61 年度第 2 回支部研究発表要旨		73
9. 昭和 62 年度第 1 回支部研究発表要旨		93
10. 地方講演会（千歳）実施状況		110
11. 第 5 回夏季大学「新しい気象」講座のお知らせ		126
12. 日本気象学会昭和 62 年度秋季大会（札幌）のお知らせ		128
13. 写真訪問（室蘭地方気象台、日本気象協会、札幌市青少年科学館、倶知安測候所）	130	
14. 小林禎作先生を偲んで	古川 義純	137
15. 総会報告（事業報告・会計報告、事業計画、予算案）		138
16. 役員会報告		145
17. 昭和 62 年度支部役員		149
18. 支部会員名簿・会員動態		150
19. 交換機関誌		159
20. 気象関係参考図書		160
21. 通信欄		166

昭和62年7月

日本気象学会 北海道支部

社団法人 日本気象学会 北海道支部規約

32.	7.	11	制 定
40.	8.	7	一部改正
45.	6.	24	一部改正
53.	5.	30	一部改正
62.	6.	10	一部改正

- 第一条 本支部は社団法人日本気象学会北海道支部という。
- 第二条 本支部は事務局を札幌市中央区北2条西18丁目札幌管区気象台内におく。
- 第三条 本支部は北海道に在住するすべての日本気象学会会員によって構成される。
- 第四条 本支部は日本気象学会の定款の範囲内で事業を行なうが、特に支部会員の研究の奨励推進、ならびに相互の連絡につとめることを目的とする。
- 第五条 本支部は前条の目的を達成するために講演会ならびに学術的会合の開催その他本支部の目的にかなうと思われる事業を行なう。
- 第六条 本支部の事業年度は毎年4月1日にはじまり翌年3月31日に終る。
- 第七条 本規約の実行に必要な細則は支部理事会の決議によって別に定める。支部理事会は支部の理事および当支部に籍をおく全国理事によって構成される。
- 第八条 本支部に次の役員をおく。
- 理 事 7名（内支部長1名、常任理事4名）
- 会計監査 1名
- 幹 事 4名
- 第九条 理事および会計監査は支部会員の互選によって定める。
- 第十条 支部長および常任理事は理事の互選によって理事の中から定める。
- 第十一条 幹事は支部長の指名による。
- 第十二条 支部長は本支部を代表して会務を総理する。支部長に事故ある時は、支部長があらかじめ指名した常任理事がその職務を代行する。
- 第十三条 理事および幹事は本支部の会務を行なう。会計監査は本支部の会計を監査する。
- 第十四条 役員の任期は2年とする。但し重任は妨げない。理事および会計監査は任期満了後でも後任者の就任するまでその職務を行なう。
- 第十五条 総会の開催、議決等は日本気象学会定款に準じて行なう。

北海道支部役員選挙規則

- 第一条 理事および会計監査選挙の投票日は理事会で決定する。
- 第二条 支部長は投票締切日の15日前までに投票用紙および支部会員名簿を会員に配布し周知を図るものとする。
- 第三条 投票は無記名、文書投票とし理事は定数内の連記とし、会計監査は単記とする。
- 第四条 有効投票により得票の多い順に当選とする。得票数が同じものが2名以上出た場合は年長順とする。
- 第五条 理事および会計監査に欠員を生じた場合は、理事会の推薦によって補充する。
- 第六条 開票は常任理事立会のもとに行なう。
- 第七条 開票の結果は理事会に報告し、「細氷」または「天気」に掲載する。

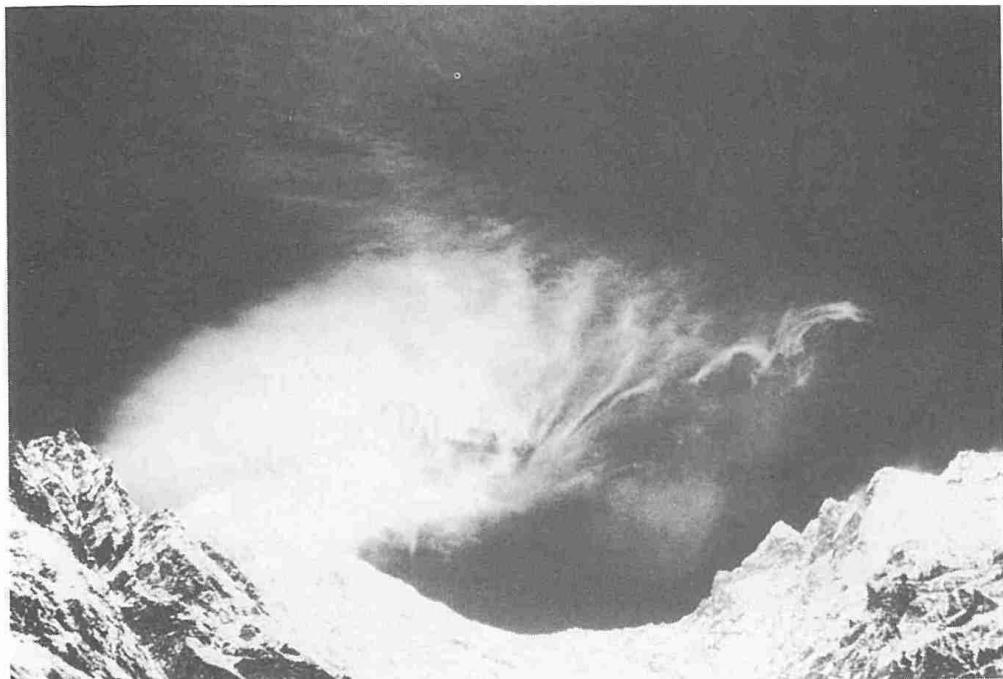
支部創立 30 周年記念式典後の記念撮影（北海道大学学術交流会館前、本文 5 ページ参照）



• HOKKAIDO

<会員寄稿>

北大・低温研 藤吉 康志 氏より



1986年3月19日 a.m.

撮影：本山 秀明（北大・低温研）

ネパール・ヒマラヤ、ランタンリルン（標高7,234m）山頂付近で発生したクラゲ雲。山越えによる波動の影響が上空の巻層雲にまで現われている。



1986年4月14日 p.m.

撮影：本山 秀明（北大・低温研）

ネパール・ヒマラヤ、ランタン渓谷内を谷風に乗って移動してきた積雲が、山を越えることによって層雲化する様子が見られる。積雲列は、夕方になると雲底が下がり、雨や雪をもたらす。

支部長挨拶

日本気象学会北海道支部が創立30周年を迎える記念すべき年に、支部長の大任をお引き受けすることとなりました。もとより微力ではありますが、支部活動を活性化するために精一杯努力致す所存でございますので、会員の皆様方の一層の御協力、御支援をお願い致します。

本年4月24日に開催された第1回理事会においては、緊急の議題として欠員となった理事5名の補充と幹事、会計監査の指名が協議、決定されました。新任の理事、幹事は幸いにして学会活動の経験も豊富で、学会運営に意欲的な方々で補充されたことを報告致します。

本年度は、例年通りの支部総会、第1回研究発表会に続いて、創立30周年記念行事として研究功労者の表彰と30年の研究を振り返っての記念講演を実施しました。なお、支部だより33号を記念号として、一層内容を充実させて刊行する予定であります。今一つの本年度の支部の大事業は、10月に予定されている日本気象学会秋季大会を成功裡に無事終了させることであります。全国からの学会員をお迎えし、研究発表、シンポジウムを通じて、日本気象学会の発展のために当支部が幾らかでも貢献できればと願っております。

わが国の北端に位置して気象条件の厳しい北海道においては、住民の日常生活や農業を始めとする各種産業からの気象情報提供の要請が日増しに高まっております。支部会員の研究により、地域特有の気象現象の解明が一層進展することが期待されています。この研究成果を基礎として、始めて地域への情報サービスの改善も図られることとなりましょう。

近年、新しい観測技術や情報処理等の面で著しい進展がみられ、技術革新の時期にきています。新時代の気象学発展の担い手として、支部会員とりわけ若手会員が新しい感覚で、はつらつと研究に励まれることを期待しております。

最後に、支部創立30周年を迎えて益々の発展をめざしたい年に僅かながら支部会員数の減少がみられたことは残念です。有望な新会員の加入に皆様の御協力を願う次第であります。



日本気象学会北海道支部長 秋山 勉
(札幌管区気象台長)

祝　　辞

日本気象学会北海道支部創設30周年に当り

日本気象学会理事長 山 元 龍三郎

昭和32年5月に、日本気象学会の北海道支部が、東北支部と共に創設されました。既存の関西・九州支部と併せて日本気象学会の支部の体制がほぼ出来上がり、それまで主に東京付近に限られていた学会活動が全国的な拡がりで行われるようになりました。創設当時の北海道支部の会員数は百数十名でしたが、現在約二百五十名に達し、その盛会ぶりが如実に示されております。これは、初代の中谷宇吉郎支部長を始めとして、歴代の支部長や理事諸兄及び支部会員諸氏の御尽力の賜物と存じ、敬意を表します。



我々人間の生存の空間である大気を対象とする気象学は、大気の物理・化学の研究のみならず、大気現象の予測や人間活動との関わり合いをも包含するものであり、また、初等中等教育にも大切な位置を占めています。事実、気象学会は、気象の研究や観測・予報技術を本職とする気象庁・研究機関・大学・気象協会等に所属する会員のみならず、小中学校・高校の教員や気象に関係のある産業・交通・情報の分野で活躍している会員の集まりであります。学術研究や技術開発の成果の発表・討論は毎年2回開かれる春と秋の全国大会等において全国規模で行われ、大きい成果を得ております。産業・交通・情報等の分野と気象学との関わり合いについても、全国規模で成果の発表・討論の場がありますが、この問題は地域的な特徴が著しいので、支部活動に期待する所が大きいのであります。

北海道支部は他の支部に比べて特に会員数が多いわけではありませんが、その活発な支部活動は注目に値するものであります。北海道支部では、毎年2回の研究発表会を盛大に開いて研究・技術開発を推進すると共に、地方講演会を開催して一般市民への新しい気象知識の解説に努力され、さらに、東京・大阪と共に夏季大学の講座を開いて正しい気象知識の普及に寄与されております。特に、毎年100頁に近い支部によりを刊行されて支部会員の間の連絡に務めておられる事は、誠に意義の深い事であります。他支部に比べてまさるとも劣らない北海道支部の活動を支えているのは支部事務局の奉仕であります、理事長として、事務局の皆様に謝意を表します。

北海道では、冬の所謂どか雪、春先の流氷や夏の濃霧等、独特の現象が起っていて、学問的にもまた社会活動の面でも問題となっております。このような地域独特の現象の研究・調査を含めて、気象学の基礎と応用の両面において、北海道支部の会員諸氏が今迄以上に活発に活動される事を希望します。終わりに当たり、北海道支部のますますの発展を期待し、秋山支部長をはじめ理事の皆様と会員諸氏の御健康を願っています。

祝　　辞

日本気象学会北海道支部創立30年記念を祝して

日本雪氷学会北海道支部長 若濱五郎

この度、日本気象学会北海道支部が創立30周年を迎えたことを雪氷学会北海道支部を代表しまして心からお祝い申し上げます。貴支部の多年に亘る研究活動、一般社会に対する災害防除や知識の普及における御尽力に敬意を表しますと共に、われわれ雪氷学会支部に対しましても陰に陽にお力添え下されたことに深く感謝致す次第であります。

今から30年前といいますと、昭和30年代の初期、戦後の混乱から漸く脱し、気象学会では本道独自の問題を自らの手で取組もうという気運が高まり、支部が結成されたときいております。それがこの30年の間に次々に開花し、幾多の成果をもたらしたことを思うと、先達の識見と御努力に頭が下るのであります。

さて、本道に独自な問題というと、先ず寒冷多雪であります。これは私達雪氷学会の課題であり、気象学と深く関わるところであります。降雪、豪雪、積雪、吹雪、なだれ、着氷雪、融雪、水や地面の凍結、流氷など、そのいずれもが気象学との協力なしには進展し得ない課題です。また近年は気候変動とも関連し、極域での大気・雪氷の相互作用など、雪氷気象学、雪氷気候学の問題が重要となって参りました。今後益々気象学との緊密な協力が重要となると存じますが、何とぞ宜しくお願ひ申し上げる次第であります。

30年前に比べ、観測手法、データ収集・処理法などが格段に進歩し、それと共に気象の予報・予測に対する社会の要求が本道においても益々増大しているときいております。支部の皆様の御健勝と益々の御発展を祈念し、お祝いの言葉に代えさせていただきます。



祝辭

日本農業気象学会北海道支部長 堀口郁夫

日本気象学会北海道支部が、創立30周年を迎えた事を心からお喜び申し上げます。

30年前の気象の研究や観測の置かれた立場と今日を比べると、隔世の感があります。30年前はようやく戦後の混乱から立ち直った時期で、気象の研究や観測に対する人々の関心は特定の人達に過ぎませんでした。しかし、今日経済の発達によって、多くの人たちが直接・間接に気象に深い関心を持っており、そのため気象の研究の重要性は益々増大しています。そして、この30年間の気象学の発達も目ざましいものがあり、その成果は現在の気象台における気象業務に広く応用されていることは衆人の認めるところです。

北海道は厳しい自然条件にあり、開拓以来農業や漁業振興のため気象の観測・研究の重要性が認識され、既に札幌農学校で気象に関する講義が行われていました。気象の厳しさによる研究の重要性は今日も変わりなく、北海道から多くの優れた研究成果が今後も生まれてくることを期待されています。

我々の農業気象学会北海道支部も、気象学会北海道支部と同じように、戦後の混乱がようやくおさまった、昭和27年に支部会を設立し、初代の農業気象学会北海道支部長は、初代の札幌管区台長八鍬利助氏が就任しています。以来、気象学会と農業気象学会は共に深い関係にあり、過去に両学会は合同で旭川で特別講演会を開催したり、また、気象庁長官になられた高橋浩一郎氏や東京管区気象台長をされた日下部正雄氏も、農業気象学会北海道支部の役員や会員として活躍された事もあります。両学会は今後ともお互いに緊密に連携して、それぞれの発展のため協力して行きたいと念じています。

現在、農業気象の研究は、農村の都市化、米の減反による農業構造の変化などのため大きな曲がり角にあります。そしてバイテクのための研究、高度情報社会に対応した研究が要求されだしており、そのため、一部では気象学と農業気象学の分野はますます重複して行く傾向にあります。そのため最近、特に両学会が連絡を密にして支部会を運営していることは大変喜ばしいことです。

両学会のみならず最近の研究は、一人単位の研究から組織単位の研究へ、更に大きな単位の研究にと発達する傾向にあります。また学会の枠を越えて共同研究が行われつつあるとき、気象関連学会の会員がお互いに手を結び合って共同で研究しあう方向を検討する時期に来ていると思います。



支部創立30周年記念行事実施状況

今年は昭和32年6月に日本気象学会北海道支部が創立されて以来、ちょうど30周年に当たり、支部ではこれを記念して特別行事を行なった。

昭和62年6月10日に、昭和62年度第1回支部研究発表会および昭和62年度支部総会が開かれたが、これらにひき続いて北海道大学学術交流会館に於いて記念行事がとり行なわれた。

新任の秋山支部長の挨拶の後、関連学会の北海道支部長の方々から祝辞を頂き、日本気象学会理事長の山元龍三郎氏と、気象庁長官の菊池幸雄氏からの祝電が披露された。続いて、支部活動に功績のあった個人と団体が表彰され、二題の記念講演が行なわれた。支部創立の頃の古い写真にお目にかかれたことと、30年にわたる研究の歩みなどをまとめて知ることができ、有意義な講演であった。ただ惜しむべきは、支部創立当時に尽力された役員の方々が既に他界されていることである。

記念講演終了後、会場入口前で記念写真を撮影した（口絵参照）。

最後に北大百年記念会館で祝賀会がもたれた。

◎ 記念式典

司会 花房 龍男

1. 開会の辞

2. 支部長挨拶

秋山 勉（札幌管区気象台長）

3. 祝辭

日本雪氷学会北海道支部長

若濱 五郎（北海道大学低温科学研究所教授）

日本農業気象学会北海道支部長

堀口 郁夫（北海道大学農学部教授）

4. 祝電披露

5. 表彰状授与

斎藤 博英

札幌市青少年科学館長

柿本 伸之

6. 記念講演

北大理学部気象学研究室の30年

菊地 勝弘（北海道大学理学部教授）

特異気象現象解明への30年

大川 隆（室蘭地方気象台長）

7. 閉会の辞

◎ 記念写真撮影

◎ 祝賀会



支部長挨拶

祝辭



日本雪氷学会
北海道支部 前野紀一氏

日本農業気象学会
北海道支部長 堀口郁夫氏

表彰状授与



齊藤博英氏



札幌市青少年
科学館副館長 川本明弘氏

記念講演



北海道大学
理学部教授 菊地勝弘氏



室蘭地方
気象台長 大川 隆氏

北大理学部気象学研究室の30年

北海道大学理学部 菊地 勝 弘

1. はじめに

日本気象学会北海道支部創立30周年記念式典後の記念講演に大学関係者から1人選出することになった。記念講演等という晴がましい舞台に、私はまだ早すぎるし、まだそんな年ではないと思ってはみたものの、永く理事を勤められた北大名誉教授の孫野長治先生は一昨年12月に、そして幹事長、理事を勤められた北大低温科学研究所の小林禎作先生も今年3月8日亡くなられたとあって、北海道支部に直接関係している大学関係者としては、間違いなく私が最年長者になってしまったのである。もちろん孫野先生がいらっしゃれば、先生はよろこんでお引受けしたと思うのだが、そんな訳で、私の場合はしぶしぶということになってしまったのは事実である。

しかし幸いといおうか、支部創立30周年ということは、つまり1957年（昭和32年）は、北大理学部地球物理学教室に第1期の大学院生が入学した年であり、今となっては定かではないが、支部創立が、気象学研究室に2名の大学院生が入ったことと関係ないことではない。その大学院生は高橋昌さん（現九州大学理学部教授）と私だったのである。それから30年、それは丁度、私が孫野先生のもとで研究させていただいた23年間と、先生御退官後、私が研究室を引継いだ7年間なので、研究室の30年間の出来事は、年代は多少あやしくても比較的簡単に想い出すことはできる。したがって今回の記念講演は、私達の研究室を中心とした話になってしまいますが、しかしそれは、北海道の、日本の、そして世界の気象学の発展にいくばくかの寄与をしている筈でしょうから、御了解いただきたい。

さて、記録によりますと、第1回支部理事会は、1957年7月11日に開催され、中谷宇吉郎支部長、山岡保、八鍬利助、孫野長治各常任理事、山田国親、安井喜一、吉田順五各理事に小林禎作、清水良作各幹事といった面々であった。

2. 日本気象学会で発表した研究

1957年4月、大学院第1期生2名を迎えた気象学講座は孫野長治教授、樋口敬二講師（現名大水圈科学研究所教授）、織笠桂太郎助手（現室蘭工大工学部教授）のスタッフで、物理学科の中谷教授の研究室に間借りした形でスタートした。当時、所有していた備品の類は、ベンドルフ電位計とライツの光学顕微鏡に、キャノンカメラだけだった筈である。したがってそれ以外の装置は当然手作りとなった。それがまた楽しかったような気がする。

第1表に日本気象学会で発表した論文の内容を研究分野または研究対象の形で簡単に列記した。しかし、発表した論文題目、その他の機関の発表名を全て記載したわけではない。1957年5月の名古屋の大会では大気電場の観測と氷のエッチピット等5題の論文が発表された。気象学研究室以外の機関として、北大低温研の黒岩、小林、若浜さんがそれぞれ海霧の凝結核、雪の結晶習性、降水要素中のNaCl、北海道学芸大（現北海道教育大）旭川分校の大喜多さんが雨滴の粒度分布について発表した。同年10月の東京での学会は日本気象学会創立75周年記念大会となり、大気電気、全天写真の発表が行われた。熊井さん、

板垣さんは当時の中谷研究室の講師、助手であり、現在は共にアメリカCRRELのスタッフである。この年、天気8月号に北海道支部規約が掲載された。翌58年10月の仙台では大気電気、雲物理学の分野以外の水温上昇池における蒸発散が発表された。この年天気1月号にはじめての「北海道支部だより」が掲載され、また、支部の活動として第1回（東晃）、第2回（中谷宇吉郎）講演会が開催された。1958年北大手稲山雲物理観測所が手稲山頂（1,024m）に新築され、59年の「天気」地方だより欄に観測所の紹介が載った。研究発表に手稲山とあるのは手稲山麓から山頂まで200m毎に観測点を設けて行った降雪総合観測のことである。5月の東京大会では岡林さんが札管からはじめて学会で発表した。

1960年小林楨作先生学会賞受賞。支部設立以前では1955年黒岩大助先生が受賞している。この年、高橋啓さんと私は第1回北大アラスカ氷河調査隊員としてメンデンホール氷河に行った。

1961年5月は、北大理学部を会場として、札幌ではじめての全国大会が開かれた。地元とあって気象学研究室から19題、中谷研究室、低温研、札管、函館海洋、旭川地台等併せて18題の論文数は総数が110題であったから、実に34%にもなり、こんな比率は全国大会では後にも先にもこの大会だけであった。もっとも特に銘打ってはいないが支部研究発表会を兼ねたかもしれない。この大会では、荒川秀俊会員を座長とした「気候変動」と、中谷先生を座長とした「降雪機構」の二つのシンポジウムがあった。クラーク会館南側ローンで記念撮影を行い、天気7月号口絵写真に掲載された。62年の3月始め、六車二郎さん（現東京水産大学教授）と、私は中谷先生の命でアラスカ北極圏のピーターズ湖で湖水調査を行ったが、その帰途、サンフランシスコの先生の御親戚の家で、4月11日に先生が亡くなられたのを知った。前年札幌大会の総会で、座長席の先生がとても疲れていらっしゃるように見受けられたのが事実となってしまったのである。この年3月には、高橋さんが博士課程を修了し、気象学研究室最初の課程博士となって、4月には現在の名大水圏科学研究所の助手になった。私は帰国後、孫野先生の助手になった。この頃の学会発表は、散水による人工消霧実験やそれに関連したドロップゾンデの開発、ジェット機による昇温効果等であった。63年には織笠さんが室蘭工大講師に転出し樋口さんがオーストラリアのCSIROに1年間出張した。学会発表は、プロパンガスバーナー100本を苫小牧市沼の端の旧滑走路の両側500mに配置し大規模な人工消霧実験を行った結果や、石狩平野降雪総合観測、冬季石狩湾上に発生する沿岸雲等であった。64年には、日米科学協力による太平洋上の雲の研究が16ミリ映画を使って紹介され、煙草の煙を使った雲のモデル実験、そして偏光顕微鏡で撮影した雪の結晶等が発表され、11月の福岡の学会では降雪粒子を直接雲内で捕捉するスノークリスタル・ゾンデや、上昇下降ゾンデの試作結果が発表された。

1965年大阪の学会では樋口さんが学会賞を受賞した。そして、この年は、東京、札幌、名古屋で国際雲物理学會議が開催され、札幌では、北大クラーク会館で記念講演が、その後、気象学研究室見学となつたが、私達は、180cm×180cmのパネル20枚に、これまでの研究成果を括めたり、スノークリスタル・ゾンデや雲のモデル実験のデモンストレーションを行い好評だった。66年4月樋口さんは、名大水圏研教授に転出し、菊地助教授、田沢助手のスタッフになった。同年10月、北大で2度目の全国大会が開かれた。気象学研究室からは17題の論文発表があった。理学部内に3会場がとられ、第1会場として使用された化学第Ⅱ学科前のスペースに、気象学会としては最初で最後の市内有名コーヒー店を出店させ、香り高いブレンドコーヒーを無料で提供し好評を博した。記念撮影は、クラーク会館正面階段を使って行わ

れ、天気 11月号口絵写真に掲載された。翌 67 年の仙台の大会で孫野先生が藤原賞を受賞され、記念講演は「Visible Meteorology (眼で見る気象学)」であった。葛西君が助手になり、この年の 11月、菊地は第 9 次日本南極地域観測隊越冬隊員として昭和基地に向い、孫野先生と田沢君はニューヨーク州立大学との日米科学協力によるアメリカ五大湖に観測に出かけた。68 年は、私達の研究室にとって最大の痛痕事があった。IHD (国際陸水学 10 年計画) の一環として行っていた石狩川源流域の積雪水量調査で、4 月 4 日、田沢、葛西両君がスノーマーカーを航空写真撮影中、搭乗したセスナ機の事故により遭難、殉職したのである。私は昭和基地で越冬観測中であり、関係各方面から大変な御協力を得たことを帰国後孫野先生からうかがった。このような事故にもめげず、5 月の気象庁での大会では 13 題の論文が発表された。特に雲物理学・大気電気学分野以外として、金光君 (現気象庁) の低気圧の併合、佐竹 (現日本気象協会北海道本部)・石川 (現北大低温研) 君のパイロットバルーンによる下層風の観測等があった。10 月の名古屋では、札管のレーダーデータを用いたステレオ解析、五大湖降雪、旭川の冬霧の大気電気的性質が発表された。69 年 5 月の大会以降、菊地による南極観測の結果がしばらく続いた。実験室の結果として、遠藤君 (現北大低温研) による熱泡のモデル実験、梶川君 (現秋田大教育学部) の水晶の抵抗係数等があった。

1970 年 5 月には、GARP の結果、最初の札幌のエアロゾルの測定、播磨屋君 (現北大理学部) による降雪粒子の成長の数値計算等も紹介された。10 月の京都の大会では、霰のエンブリオ、水晶の帶電、接触電位、水晶核等 12 篇の論文が発表された。71 年 5 月の東京でも 12 篇と活発な発表が行われた。10 月には 3 回目の札幌での大会であったが、大学紛争以来、学内での会場の確保が困難になり、この時は、北海道自治会館が会場となり、記念撮影は北海道庁北側で行われ、天気 12 月号に掲載された。研究室からは、14 篇の論文が、札管からは、オホーツク海高気圧、低示数、降水洗浄等が、その他の機関では地吹雪、水滴の凍結、水晶核、摩擦帶電等が発表された。72 年の春は柏で、秋は新潟で行われ、北大水産学部からも発表があった。73 年の 5 月には PRE-AMTEX として行った石狩湾上のケアラシ (沿岸雲) や、降水による自浄作用、氷の表面電位等が、10 月の仙台では石狩平野降雪量分布や霰の粒度分布の発表が行われ、74 年 5 月には、佐々木君 (現日本気象協会北海道本部) による南極での境界層の観測結果や電荷ゾンデや渦状エコー、霰の密度といった発表があり、この時、菊地が学会賞を受賞した。11 月の福岡では、AMTEX 領域の雲、凍結水滴、降雪による洗浄効果等が発表された。

1975 年 1 月、菊地がアメリカ南極点基地に晴天降雪の観測に出かけ、5 月の東京での大会では今君 (現千葉大園芸学部) による積雲の数値実験、AMTEX、南極点の観測結果が、また、10 月の大阪では、AMTEX の外、札幌上空のエアロゾル、凍結水滴、水晶の形等が、また、札管村松さんの沿海州の地形と北海道の大雪、利尻島によるカルマン渦、北大工学部石崎君の煙突の煙のゆらぎ、低温研の古川・小林さんの雪の双晶構造とユニークな発表があった。76 年 5 月には積雲の回転運動等が、10 月の名古屋では積雲の粒径分布、鏡像関係、凍結水滴の外、北海道の集中豪雨が発表されたが、これを契機にして、オロフレ山系南東斜面の大雨についての研究が継続されることになったのである。77 年 1 月、孫野先生を研究代表者として海外学術調査「カナダ寒極雪結晶学術調査」が遂行され、先生をはじめ、菊地、遠藤、播磨屋、低温研の小林禎作さんが参加した。この 4 月北大大学院環境科学研究科が設立され、孫野先生以下全スタッフが地球物理学気象学講座と環境科学研究科環境構造学専攻気象学講座を兼任することになり、

大学院学生は両方から入学させることになった。5月の大会では、オロフレ大雨の外、立体樹枝、ドライアイスによる雲のモデル実験、雪雲の電気的構造が、そして、北大工学部大喜多さんによるエアロゾルの成分、北大水産学部角皆さんのモンスーンによって運ばれる物質等の発表があった。10月の大会は4度目の札幌で、新築された札幌市教育文化会館が会場となつたが、まだ部屋によつては暗幕の設備がなかつたりで、黒い模造紙を窓に貼りつけたりで大変だった。研究室からは、異常低温、カナダの雪、凍結水滴等19篇、一方、他の機関も18篇の論文を発表し、盛会であった。記念撮影はもう行わなくなつてゐた。また厚生年金会館で行われた懇親会は、質の評価は高かつたが、量の不足が指摘された。78年5月の東京では、前年に有珠山の噴火があつたため、火山灰の電顕解析や大気電気観測の結果の外、異常低温、多結晶成長等が行われ、10月の仙台では降水粒子の洗浄効果や北陸の大気電気観測、電荷ゾンデ等10篇が発表されたが、その他の機関からは20篇と大変活発であった。79年5月の大会では、オロフレ大雨の最初の独自の雨量計メソネットワークを用いた結果が報告され、日本海収束雲、大気環境、降水洗浄、霰の地域性が、10月の福岡では、ドライアイスによる雲のモデル実験、晴天積雲、オロフレ大雨、南極降水粒子、冬の雷雲等10篇が発表された。この年の11月から翌年1月まで、POLEX-Northがカナダ・ノースウェスト準州イヌヴィックで行われ、菊地が波長3.2cmの気象レーダーを、名大水圈研の武田喬男教授が波長8.6mmのミリ波レーダーを持ち込んだ観測が行われた。現在、研究室で活躍している気象レーダーは、この時購入されたものなのである。

1980年3月、孫野先生が停年退官になり、菊地が後任となつた。5月の東京では、POLEX-North、盆地冷却、冬の雷雲等、また、10月の京都の大会では、地表付近のエアロゾル、日本海収束雲、霰の地域性が、また、北大環境科学環境基礎学講座から、洞爺湖の湖陸風や積雪の化学成分の発表があつた。81年5月には、海陸風前線、有珠山降雨、雪の結晶の中心核、盆地冷却、POLEX-Northが、そして12月の名古屋ではイオンの捕捉実験、オロフレ大雨、霰の内部構造等8篇が発表されたが、他の機関からは、例えば北大工学部の太田さんからは北極の夏の層雲の数値計算等、12篇の論文が紹介され、低温研を含め、気象学研究室以外からの発表も大分増えてきた。この年、低温研に降雪物理学部門が新設され、遠藤君が同部門の助教授に配置換えになり、気象学研究室は播磨屋助教授、谷口助手とスタッフが入れかわつた。82年の東京では、イオン捕捉、有珠山降雨、多結晶雪の外、ソーダーによる盆地冷却の観測結果等が発表された。10月の札幌大会は5回目で会場は前回と同じ札幌市教育文化会館が使用された。オロフレ大雨、降雪の短時間予測、降水洗浄の外、81年7月31日の部分日蝕等7篇が紹介されたが、他の機関は25篇と大変な盛況であり、降雪物理学部門からの発表も多かった。83年筑波の大会では、降水洗浄、盆地冷却、低温型雪結晶、大気環境が、10月の仙台では厳冬期のヒートアイランド、厚岸海霧、エアロゾルの元素組成、霰の形成、降雪の短時間予測等11篇の論文が、他の機関では低温研から多くの論文が発表され、その他と併わせて21篇となつた。4月から播磨屋助教授が教養地学の教授として転出した。84年5月の大会では低温研の黒田さんが学会賞を受賞した。研究室からは、オロフレ大雨と盆地冷却等が発表された。10月の福岡では積丹半島レーダー観測(SHAROP)の結果や、オロフレ大雨、雪の中心核等が発表された。

1985年5月の東京では、雨滴粒度分布の2点観測、係留気球を使った鏡像関係、盆地冷却、文部省科研費自然災害特別研究「豪雨の集中度」の一環として長崎県西海町で行った梅雨前線豪雨等がある。真木

君が助手となり、その後、科学技術庁防災科学技術センターに転出した。10月の大阪では、レーダーエコー気候学、ヒートアイランド、鏡像関係、梅雨前線、収束雲等の発表があってバラエティに富んでいた。12月1日付で科技庁防災科学技術センター上田博主任研究官が助教授として赴任した。その後12月7日札幌厚生病院に入院加療中だった孫野先生が69歳で他界された。その1週間後、菊地と谷口君が文部省海外学術調査のためカナダ北極圏に向った。北教大旭川分校桜井兼市教授も一緒であった。86年5月の大会では、カナダの観測結果の一部、低温型雪結晶や十八花の雪の結晶、オロフレ大雨、西岸収束雲、梅雨前線等が、11月の名古屋では、GMS雲画像気候学、しゆう雪下降流、石狩湾上の雪雲レーダー等、北広島町竜巻、梅雨前線豪雨等が発表された。この年、11月札幌で行われた第2回寒地技術シンポジウムで、私達のグループは降雪の短時間予測で第1回寒地技術賞（学術部門）を受賞した。87年3月8日小林禎作先生が他界された。5月の筑波の大会も大変バラエティに富んでいた。すなわち、鏡像関係、雲底ステレオ解析、空知管内北村ダウンバースト、羽幌レーダー、オロフレ大雨、海陸風エアロゾル、エアロゾル成分分析、中心核等12篇、他の機関からは、陸風、結晶成長、弧状雲、降雪バンドの上陸地点、冬季循環等11篇が発表された。この大会では初めてポスターセッションが設けられた。

さて今年の10月は札幌で6回目の全国大会が、会場も新築された北大大学術交流会館と北大構内に戻ってきた。どのような発表があるのか期待されるのである。12月には、文部省海外学術調査のため菊地、上田、谷口君に低温研から遠藤君が参加してノールウェイの北極圏に向けて出発の予定である。

3. 北大気象学研究室のプロジェクト

北大理学部地球物理学科気象学講座（研究室）は、1957年の大学院生の入学以来、主な研究分野として雲物理学、大気電気学を掲げてきた。そこで、ここでは、特に雲・霧、雨、雪について、30年間にどのようなテーマがとりあげられてきたかを振り返ってみることにする。ここでとりあげたテーマは、科研費や日米科学協力、また校費を多くつぎ込んだものや海外学術調査等についてあげた。したがって、科研費や自然災害科学等で大がかりに行われたものでも、異常低温、盆地冷却、ヒートアイランド、降水洗浄や大気電気観測はここではふれないことにした。

第1図はプロジェクトの時間的なつながりを示している。

(1) 雪

1957年夏、札幌郊外手稻山頂(1,024m)付近に、僅か3.3m²のプレハブ小屋2棟を建て大気電気の観測が始まられたが、1959年には、NSFの協力を得て、鉄筋ブロック2階建の立派な観測所が出来、現地で集めた石で、これまた立派な門柱を作り、中谷先生が北大雲物理観測所の表札を書いて下さった。この観測所が出来たことで、大いに降雪や雲の観測が便利になったが、孫野先生は、常々、アメリカのワシントン山観測所を頭に画いていたようであった。

この観測所を拠点として、1959年から手稻山降雪総合観測が5年間続けられた。主たる目的は、中谷のTa-sダイヤグラムが天然の降雪にも適応できるかといったことから、山頂から麓まで、高度200m毎に観測点を設け、雪結晶の顕微鏡写真撮影、6cm×9cmのガラスに雪結晶のレプリカがとられた。また、アスマンによる湿度も連続測定されたのである。5年間続けられたこの観測から、鉛直方向と同時に水平的な観測点の必要も認識され、特に降雪雲の進入方向やその位置、拡がりに注目した石狩平野降雪総合観

測へと引継がれた。67年からは、日米科学協力による臨海臨湖降雪観測が始まり、孫野先生と田沢君が五大湖に出かけた。69年にはニューヨーク州立大学からシェーファー教授、ホーガン、ハロイドの3名が来札した。これまでの石狩平野の観測は、ある限られた期間集中的に行われたが、1シーズンを通しての積雪分布がどのようにになっているかを調べるために、対象域に雪尺代りに100本の電柱を指定し、積雪深の詳細な分布が測られた。72年からは、文部省科研費自然災害特別研究「台風、集中豪雨雪の計画モデルの研究」が始まった。今度は対象域の小中学校100校に雪尺を設置し、毎朝9時に雪尺を読みとって貰うこととした。その結果、一雪毎の降雪量も典型的な帶状分布をすることが確かめられた。79年からは同じく自然災害で「都市の豪雪災害」がとりあげられた。それと並行して、菊地が南極点に出かけたり、文部省海外学術調査で、カナダ・ノースウェスト準州イヌヴィックにスタッフ全員が出かけ、また、POLEX-North（北極域観測計画）では、菊地が名大水圈研の武田教授等と同じイヌヴィックで北極域の雲と降水の実態を知るべく、センチ波、ミリ波レーダーを用いた観測を行った。

1981年から札幌市降雪モデル解析手法開発の研究が札幌市青少年科学館に設置された札幌市土木部レーダーのデータを使って、降雪の短時間予測実験が始まられ、現在まだ継続中である。83、84年とSHAROPが行われ、積丹出岬に設置された私達のレーダーは、半島周辺の雪雲の特徴的な動態を捕えることができた。85年には海外学術調査「低温型雪結晶と極域エアロゾルの研究」がカナダ北極圏で行われた。降雪に関する現在走っているテーマは、レーダーエコー気候学、西岸帯状収束雲、羽幌レーダー、降雪の短時間予測、しゆう雪に伴う下降流、集中豪雪の動的構造、低温型雪結晶とノールウェイの降雪等がある。

(2) 雲・霧

冬は雪、夏は雲・霧の研究観測が並行して行われてきた。1959年には、まずヘリコプターからの散水による小規模な人工消霧実験が、そして62年からは、苫小牧市東側の沼の端旧飛行場滑走路に特注プロパンガスバーナーを滑走路両側に10mおきに50本づつ計100本を使った熱的人工消霧実験が行われた。一方、雲の観測としては、63年から日米科学協力による「太平洋上の雲の研究」が行われ、羽田↔ロスアンゼルス間、羽田↔ジャカルタ間の往復、雲の16ミリ、35ミリ航空写真ステレオ観測が行われた。69年からはGARPが始まり、北大グループは五島列島の福江島を拠点として雲のステレオ写真観測を行った。PRE-AMTEXとして、石狩湾の流出小気塊の変質、つまり沿岸雲（Coastal Clouds）の観測が大型係留気球、海水温測定も含めて行われた。AMTEXの本観測は、地上班が宮古島を拠点とし、航空写真班は、羽田↔台北間、羽田↔マニラ間往復の数回の航空写真観測が行われた。孫野先生が興味を持っておられた雲の室内実験も何度も試みられており、その一部は藤原賞受賞記念講演「Visible Meteorology（眼で見る気象学）」に紹介されている。霧の研究、特に道東の移流霧に関しては、戦時研究以来、いくつかのビッグ・プロジェクトとして行われてきたが、それらで不足しているとすれば大気電気環境であろう。そのような目的から、82年には厚岸で海霧の観測が行われた。現在進行中の雲、霧に関するプロジェクトは、雲底ステレオ解析、GMS雲画像気候学と87年度からスタートしたWCRP（気候変動国際協同研究計画）の中の課題2「雲の分布とその気候への影響」があり、その内の「雲の放射特性に対する雲の形状と氷粒子の影響の研究」が私達のテーマとなっている。

(3) 雨

雪や雲に比べて、雨に対する私達の研究室での組織だった研究はかなり後からであった。1975年か

ら始まった自然災害「集中豪雨の実態に関する研究」の内、私達のテーマである「北日本の集中豪雨」が契機となって胆振管内オロフレ山系南東斜面の大雪が対象となり、今日なお続けられているのである。観測当初は、雨量計のメソネットワークを設け、降雨の水平分布に主眼が置かれてきたが、今日では気象レーダーに風向風速計、微気圧計の設置と立体的にも大雨のメカニズムに迫ることができるようになった。一方、77年の有珠山の噴火以来、大雨による泥流災害が緊急テーマとなり、84年から雨量計のネットワークは有珠山周辺にも展開された。また、自然災害では、84年から「豪雨の集中度」が開始され、私達は長崎県西海町にレーダーを設置し、梅雨前線に伴う豪雨の動態を対象とした研究を行った。今年度から、従来の科研費自然災害が重点領域研究となり、「集中豪雨のメカニズムと予測に関する研究」が開始され、3年間にわたって分担課題として「低気圧域における中規模降雨セル群の分布と消長・移動」についての研究を進めることになった。

4. 日本気象学会全国大会における発表論文数の推移

全国大会における発表論文数の推移を総数、北大気象学研究室および北海道支部に属するその他の機関に分けてプロットしたのが第2図である。

図から明らかなように、発表論文数は確かに増加しているのがわかる。しかし、1960年代までは、学会発表といえども大学院生は勿論、スタッフといえども旅費相当のものが十分であった訳ではない。私が大学院生の頃は、修士課程2年間に1回、博士課程3年間に2回というのが研究室のルールであった。学会は気象学会ばかりではなく、雪氷学会や雷研究会（現日本大気学気学会）もある訳だから、5年間に合計3回というのは今にして思えば確かに少なかった。しかし、一時期、孫野先生は雲物理学を研究する者が、雲を上から見たこともないようではいけないと話され、旅費の片道に航空運賃を何とか工面したことがあった。勿論、少人数しかその恩恵には浴さなかつたのだけれども。また、そんな時代であったから、東京での学会と、遠距離の福岡や大阪での学会では出席できる学生数は異なっていた。したがって、第2図の推移が即その時のアクティビティの増減に結びつかない場合もある。あるいは、最近では、東京の学会より名古屋や福岡の学会に出席したいと思い東京をパスし次に発表するといったこともあるかもしれない。それはそれとして、総発表論文の平均は157題であり、気象学研究室の平均は9題である。地元開催時は勿論、増加するが、この30年間それほど変わってはいない。これは1研究室の大学院生の数が極端に変わらないことと、またそのアクティビティも大きく変わることの外に、年間の大会出席費用にはそれなりの限度があることと理解される。その他の機関の推移では、50年代、60年代始めは中谷研究室や低温研が主であったが、その後中谷研究室の発表は無くなり、低温研、北大工学部、北教大旭川分校や室蘭工大が断片的に数篇を確保していたが、75年頃から主として低温研関係が増加してきている。他の機関の30年間の平均は6篇弱であるが、関係部門や卒業生が増加しているのは事実であるから、これは今後、増加の方向にゆくであろう。特に78年、83年の札幌大会の翌年の仙台の大会では、低温研関係の論文が極端に多かったのが目立つ。気象台関係の論文数は、地元開催時のみ増加するのは、主として旅費によるものと思われるが、地元以外では断片的であった。

口頭発表論文数の推移は、上に述べた通りであるが、しかし本印刷の論文の形にしなければ、折角の研究もその価値は半減どころか、場合によってはゼロとしかみられないことも認識すべきであろう。本印刷

は口頭発表の約10%という数字もある。本当のアクティビティはコンスタントな研究の継続と、本印刷にあることを肝に銘すべきであろう。

5. おわりに

日本気象学会北海道支部創立30周年を機に、私達の研究室の30年間を発表論文分野、またプロジェクトの推移、学会発表の面から概略した。各論文、またプロジェクトについての主要な結論、また研究の過程でのエピソードも沢山あるが、それらは別の機会にゆずりたい。研究室の30年間は支部の30年間とは別であるという方も当然おられることを知っての上で、このような括め方にした。研究機関として、個人の研究として、また、まったくのプライベートなことも、北大気象学研究室の流れを一つのメジャーとして、その当時のことを想い出していくだければ幸いである。そうしていただければ、支部在住会員に限らず、日本気象学会員への支部創立30周年記念行事の一つの意義が生まれてくると思うのは私の身勝手かもしれないのだけれども。

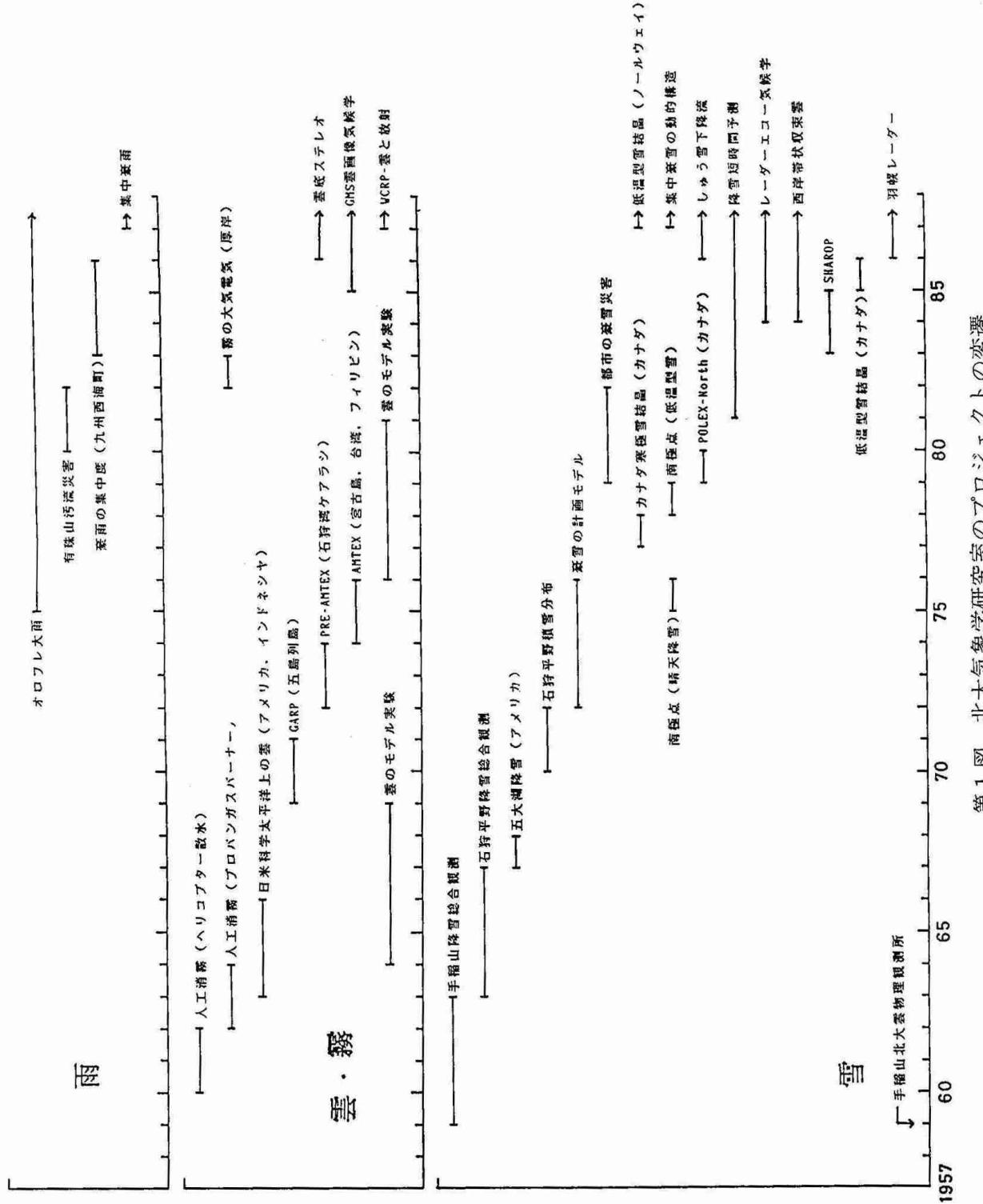
第1表 日本気象学会全国大会で発表した研究内容

年月（開催場所）	研究分野・記事	その他の機関
1957(S-32) 5. 名古屋 10. 東京	大気電気、エッチピット 大気電気、全天写真 (天気8月号に北海道支部規約掲載) (日本気象学会75周年記念大会、75年史発刊)	黒岩、小林、若浜、大喜多 熊井、板垣、大喜多
1958(S-33) 5. 東京 10. 仙台	大気電気、氷晶、落下速度 大気電気、水温上昇池、霧粒捕捉 (天気1月号に北海道支部だより) (支部第1回講演会(東先生)、第2回(中谷先生))	黒岩、小林、大喜多
1959(S-34) 5. 東京 11. 福岡	手稲山、大気電気 手稲山、大気電気、氷晶、落下速度、吹雪 (天気地方だよりに雲物理観測所)	岡林、小林、大喜多 板垣、黒岩、大喜多
1960(S-35) 5. 大阪 11. 東京	(菊地アラスカ) 手稲山、大気電気	(小林学会賞) 板垣、大喜多
1961(S-36) 5. 札幌 11. 東京	手稲山、蒸発計、湿度計、紙の雪、雪片、水滴の衝突 シンポ(1)(気候変動一荒川)、(2)(降雪機構一中谷) 人工消霧、紙の雪 (樋口→助教授)	札管、函海、旭地

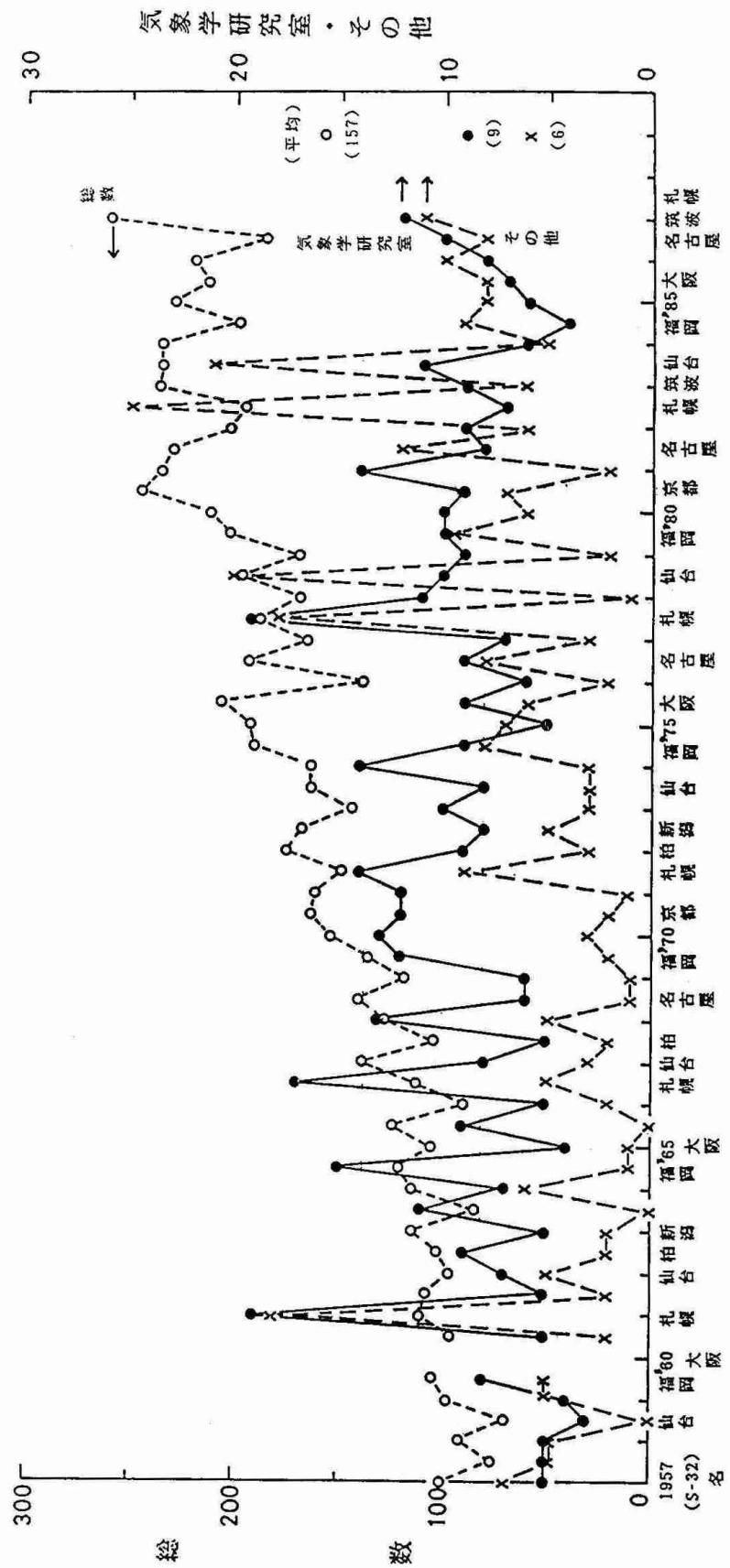
年月(開催場所)	研究分野・記事	その他の機関
1962(S-37) 5.仙台 11.柏	人工消霧、下降気流、ドロップゾンデ 人工消霧、ジェット機の昇温効果、ドロップゾンデ、乱流 (菊地アラスカ) (菊地助手) (中谷先生死去)	日下部、大川、川口、小林 小林
1963(S-38) 5.新潟 11.東京	人工消霧、紙の雪 プロパン人工消霧、石狩平野降雪、空中カメラ、 沿岸雲 (織笠助手→室工大)	黒岩、桜井
1964(S-39) 5.東京 11.福岡	太平洋上の雲、雲のモデル実験、雪の偏光顕微鏡 石狩降雪、U.D.Sonde、S.C.Sonde、太平洋上の雲	岡林、小林、松村
1965(S-40) 5.大阪 12.東京	絹雲ステレオ、U.D.Sonde (樋口学会賞) 石狩降雪、雲のモデル実験 (国際雲物理学会議開催) (樋口オーストラリヤ)	
1966(S-41) 5.東京 10.札幌	太平洋上の雲 雪の分解、絹雲、S.C.Sonde、TIROS (樋口助教授→名大) (菊地助教授、田沢、葛西助手)	千島、小林 斉藤、岡林
1967(S-42) 5.仙台 11.柏	石狩降雪、ESSAステレオ (孫野藤原賞) 太平洋上の雲、積雪水量 (孫野、田沢—アメリカ五大湖) (菊地南極)	岡林、小林
1968(S-43) 5.東京 10.名古屋	五大湖降雪、GARP、低気圧の併合、石狩湾小低 (田沢、葛西助手死去) (遠藤、播磨屋助手) 五大湖、冬霧の大気電気、レーダーエコーステレオ	桜井
1969(S-44) 5.東京 10.福岡	五大湖、セスナ機墜落、南極観測、熱泡のモデル 降雪雲の電気、南極	
1970(S-45) 5.東京 10.京都	南極、AMTEX、降雪粒子の成長 南極、アラレ、氷晶核、水晶の電気	村松、桜井、東海林 桜井
1971(S-46) 5.東京 10.札幌	石狩積雪分布、降雪空間電荷、晴天積雲、低気圧 の併合 GARP、日本海上エアロゾル、メソ不連続線、氷晶核	桜井 大川、杉本、織笠、桜井、 松村、今井

年月(開催場所)	研究分野・記事	その他の機関
1972(S-47) 5. 柏 10. 新潟	PRE-AMTEX、アラレのエンブリオ、氷晶化高積雲、 微水滴	八木、志尾
	PRE-AMTEX、降雪雲大気電気、自浄作用、 氷晶核	小林俊、桜井、志尾、角皆
1973(S-48) 5. 東京 10. 仙台	PRE-AMTEX、自浄作用、列状雲のモデル、 氷の表面電位	今井、小林楨
	石狩積雪分布、氷晶電荷、アラレの粒度分布	七沢、村松、桜井
1974(S-49) 5. 東京 11. 福岡	南極境界層、氷晶核、電荷ゾンデ、アラレの密度、 渦状エコー (菊地学会賞)	志尾
	自浄作用、氷晶電荷、石狩降雪分布、凍結水滴	今井、七沢、石崎、志尾、 小林
1975(S-50) 5. 東京 10. 大阪	AMTEX、南極点、積雲数値モデル (菊地南極点)	小林、菊地、松村、織笠、 桜井
	AMTEX、札幌エアロゾル、凍結水滴、氷晶	村松、石崎、古川、小林
1976(S-51) 5. 東京 10. 名古屋	積雲回転運動、アラレのエンブリオ、南極点ダイヤ モンドダスト	石川、桜井
	積雲の粒絆分布、オロフレ大雨、鏡像関係、水滴凍結	元木、今野、石崎、古川、 小林、石川
1977(S-52) 5. 東京 10. 札幌	オロフレ大雨、エアロゾル消滅過程、カナダ雪、 雪雲大気電気 (北大大学院環境科学研究所設置)	大喜多、角皆
	カナダ雪、異常低温、氷晶、凍結水滴 (孫野、菊地、遠藤、播磨屋カナダ)	今井、若原、元木、大川、 中島、桜井、古川、小林、 浅利、前野、竹内
1978(S-53) 5. 東京 10. 仙台	火山灰粒径、有珠山大気電気、多結晶成長、異常低温 降水洗浄、電荷ゾンデ、北陸大気電気、気象衛星 (菊地 南極点)	大喜多、太田 石川、油川、前野、山田、 小林、古川、石崎、織笠、 元木、今井、柴田
	オロフレ大雨、日本海収束雲、大気環境、降水洗浄 ドライアイス雲、晴天積雲、オロフレ大雨、南極降 水粒子 (菊地 カナダ)	七沢 今井、柴田、太田、桜井、 白沢、前野

年月(開催場所)	研究分野・記事	その他の機関
1980(S-55) 5. 東京 10. 京都	(孫野先生退官)(菊地教授) 盆地冷却、降水洗浄、POLEX、冬の雷、南極降水粒子 地表付近エアロゾル、アラレの地域性、冬の雷、日本海収束雲	今井、加藤、大喜多、前野 油川 佐々木、西村、石崎、古川 加藤、鈴木
1981(S-56) 5. 東京 12. 名古屋	海陸風前線、有珠山降雨、中心核、盆地冷却、 POLEX イオン捕捉、オロフレ大雨、アラレの内部構造、 中心核、盆地冷却 (低温研に降雪物理部門設置) (遠藤助教授→低温研、播磨屋助教授、谷口助手)	加藤、鈴木 植松、大喜多、小林、石川 太田、石崎
1982(S-57) 5. 東京 10. 札幌	大気環境、イオン捕捉、有珠山降雨、多結晶雪、 ソーダー 降雪予測、オロフレ大雨、降水洗浄	太田、石川、小林、石崎、 桜井 西村、小林、藤吉、望月、 高橋、鈴木、宮尾、今井、 堀口、中村、金戸
1983(S-58) 5. 筑波 10. 仙台	盆地冷却、奇形雪、降水洗浄、大気環境 ヒートアイランド、厚岸海霧、エアロゾル元素組成、 アラレ形成、予測	遠藤、若浜、前野 西村、中田、前野、石川、 小林、黒田、太田、大喜多 吉川、遠藤、若浜
1984(S-59) 5. 東京 10. 福岡	オロフレ大雨、盆地冷却、大気環境 積丹レーダー、オロフレ大雨、中心核、降水の酸性 (播磨屋教授→教養地学)	遠藤、若浜、黒田、古川 (黒田学会賞) 太田、藤吉、石川、高橋、 桜井、石崎
1985(S-60) 5. 東京 10. 大阪	雨滴粒度、鏡像関係、梅雨前線、盆地冷却 (真木助手)→科技庁へ レーダー気象学、ヒートアイランド、鏡像関係、梅雨前線 (上田助教授)(孫野先生死去)(菊地、谷口 カナダ)	太田、若浜、遠藤、黒田 大川、遠藤、古川、桜井、
1986(S-61) 5. 東京 11. 名古屋	十八花結晶、ゴヘイ雪、西岸収束雲、オロフレ大雨、 梅雨前線 (第1回寒地技術賞受賞) GMS雲気候学、しゆう雪、石狩湾レーダー、竜巻、 ゴヘイ雪	太田、若浜、遠藤、高橋、 太田、坪木、藤吉、遠藤、 西村
1987(S-62) 5. 筑波	鏡像関係、雲底ステレオ、ダウンバースト、羽幌レーダー オロフレ大雨、海風エアロゾル、エアロゾル分析、中心核	(小林先生死去) 柏原、若浜、遠藤、藤吉、坪木 横山、黒田、高橋、丹治



第1図 北大気象学研究室のプロジェクトの変遷



第2図 日本気象学会全国大会での発表論文数

特異気象現象解明への30年

室蘭地方気象台 大川 隆

まえがき

当支部創立30周年記念講演会で「気象官署でのこの30年間の研究活動」について話をするように、秋山支部長と事務局から急きょ依頼された。北海道の特異な気象現象としては、冬の西岸小低気圧、初夏のオホーツク海高気圧、太平洋沿岸の海霧などがある。オホーツク海の海氷はどちらかというと雪氷学会の分野であろうが、北海道の動気候に大きく影響を及ぼすものであるので、初めに述べることにする。

1. オホーツク海の海氷

気象衛星の出来るまでは、オホーツク海の海水の指数としては沿岸気象官署での視界内の流氷量しか無かった。1966年以後は静止気象衛星「ひまわり」により、毎冬の流氷面積の動向が得られるようになった。これにより気象の流氷への作用や、流氷量と夏の海象、気象との関係も量的に扱えるようになったことは、気象学への大きな貢献である。また数値予報資料の併用により、海氷の動向の数値予測も試みられるようになった。（海氷の短期・長期予測法の改善 札管技術時報別冊35号）

2. 北海道西岸小低気圧

西岸小低は、その規模が適当に小さいことや、局地豪雪をもたらすことから、戦後すぐから地上実況による調査が行われるようになった。1957年、高層天気図が描画されるによんで、上層のコールド・ローとの関係が杉中、小野寺によって論じられた。1963年、札幌管区気象台でレーダー観測が始まるによんで、降雪現象が降水粒子（エコー）として実態的に捕えられ、新しい局面を迎えた。この頃から、齊藤、河野、孫野、播磨屋などの研究により、西岸小低といわれるものに2種類の型があると論じられ始めた。1968年以後、気象衛星による雲画像が得られるようになると、西岸小低の全体像が捕えられるようになった。その結果、小低には「袋状小低圧部」というべきものと、明瞭な「小低気圧循環」を伴ったものの2種類があることが分った。

村松は「札幌気象100年記念論文集」の中で、西岸小低の総合報告を行っており、第1表（大川が一部を改訂した）のように分類した。

袋状小低圧部には、カムチャッカ型とエトロフ型の2種類がある。カムチャッカ型は、主低気圧がカムチャッカ方面に去っての季節風末期に発生するもので、初め、下田が稚内と札幌の下層風向のシャーの重要さを強調した。昭和30年代後半、札幌管区気象台予報課長だった田中文治は、「この小低による札樽の大雪は、オホーツク海の流氷野で形成された下層寒冷高気圧による宗谷海峡からの北東風が、北海道西岸沖で北西季節風と合流し、収束雲を発生させることによる」というモデルを考え、その事例の解析・論文作成を中岡、山崎（1966）に命じた。これが最も発生頻度の大きいカムチャッカ型の収束モデルの最初である。

エトロフ型は、主低気圧がまだ千島南部にある時に発生するもので、湿雪による大雪で、強風の程度も

カムチャッカ型より強い。

明瞭な小低気圧循環の型の小低は、上層のコールド・ロウが強く関与しているとみられ、その形も多様である。

大川(1983)は、前線を伴い、これまでの小低とは異なるが、規模、2寒気軸を伴い本道南西部に局地的豪雪をもたらす小低気圧を「津軽海峡小低気圧」と称し、西岸小低に加えた。北海道内の日降雪の記録はこの小低で発現している。

第1表 北海道西海岸小低圧による大雪の構造別分類

北海道局地天気図上の西岸小低	地上・総観パターン	西海岸のエコーとその高さ	主低気圧の位置と850 mb 特徴	500 mb	解析例
袋状小低圧部	季節風末期 (カムチャッカ型)	弧状エコー 3 Km	カムチャッカ方面 二寒気軸	シベリア～オホーツク海を掩うなべ底寒冷渦	中岡・山崎(1966) 岡林(1967, 1972) 村松他(1975)
	低気圧の強い循環内 (エトロフ型)	弧状エコー 4～5 Km	エトロフ島付近 二寒気軸	なべ底寒冷渦内の1000 Km程度の寒冷低	斎藤他(1968) 村松他(1975)
明瞭な 小低気圧循環	500 mb 泡状循環型 (季節風末期)	渦状エコー 4～5 Km	カムチャッカ半島方面	なべ底寒冷渦内の直経300 Km程度の泡状循環	杉中(1964)
	メソサイクロン型 (低気圧の強い循環型)	渦状エコー 3～5 Km	オホーツク海中部から エトロフ島付近	波長2000 Km程度のトラフ	八木(1975)
	渦状小低気圧 (季節風末期)	渦状エコー 3～5 Km	カムチャッカ半島か 千島東海上	なべ底寒冷渦内の寒冷低	宮沢(1975)、七沢(1973) 村松(1975)

3. オホーツク海高気圧

杉中(1965)は地上天気図から見たオホーツク海高気圧の特性、500 mb面の尾根や切離高気圧とオホーツク海高気圧との関係、各層間の層厚分布及び鉛直構造など基本的なことがらを吟味して、いくつかの興味ある結果を見出した。大川(1972)は上層の流れの場からオホーツク海高気圧を3つの型(E, N, R)に分類した。このうちE型は梅雨型気圧配置に付随して出現するもので出現率も全体の53%に達する。そこで大川は上層の気圧の谷による収束とベーリング海下層の寒気柱による効果、及び同海域へのうず度の補給、寒冷な海水面の影響などを考え、E型高気圧の形成・成長のメカニズムを提起した。

以上からオホーツク海高気圧の形成の原因は対流圈中層の流れの場にあることが分かった。しかし、この高気圧による低温の機構については未だ解明されていない。オホーツク海高気圧時に東北以北の太平洋側沿岸部では地表気温が海面水温より低くなることから、大川(1986)は次のような下層寒気生成のモデルを提示した。

オホーツク海高気圧の圏内は下降流となるため、海霧層より上空は快晴となる。このような大気の中に一旦霧が発生すると、その放射收支は一変する。海霧層の上部層は夜間から朝方にかけて、長波放射によって冷却させられ、海霧層内の対流が活発となる。その結果、海霧層内の気温の平均的な状態曲線は低温側に移動し、その地表気温も海面水温より低くなる。日中になると、この海霧層上部は日射で昇温しやや不安定となる。その結果、この層とそれより上の一般流との間に弱い対流混合が引き起こされる。オホー

ツク海高気圧出現時には、その上空の対流圈中～下層に強い寒気が流入する。この寒気はこの対流混合によって海霧層全体を低温側に移行させる。従って、海霧層上部の日射による昇温、長波放射による冷却の両効果とも、対流圈中～下層に寒気を伴うE型、N型のオホーツク海高気圧の場合には、海霧層を寒冷化さす方向に作用するものである。

海霧層内の放射収支は、ことこの現象に限らず、気象学における最も立ち遅れた分野の一つである。雲層内での観測値も未だ断片的にしか得られていない。今後の強力な研究の推進が望まれる。

4. 北海道における海霧の研究

北海道特有な気象現象として、主として太平洋沿岸の海霧がある。これについては、戦時中は軍事目的から、戦後は農業面、航空対策などからプロジェクト・チームを組織して研究が繰り返された。

(1) 昭和19年の軍事研究

この年の研究の目的は、航空作戦の最大の障害であった霧について人為的消散の方法を見出すこと、および予報方法を確立することであった。

当時から30年を経た現在、その報告をひもといて見て軍事研究ならではの規模の大きさと研究者陣の豪華さには目を見張るばかりである。研究費総額は8万円（現在時価1億円以上）

このときに行われた有人気球による霧層突破の直接測定や海霧移流の記録映画撮影は前にも後にも例のない手法である。

(2) 昭和25～28年の防霧林共同研究

昭和25、26年は北大低温科学研究所、札幌管区気象台、函館海洋気象台、北大農学部、農業試験場、北海道学芸大学、気象研究所などが協力して、落石海岸において観測を行なった。昭和27、28年は農林省林業試験場が加わり、舞台を厚岸海岸に移した。

野外観測については低温研は主として防霧林周辺の微気象および霧の物理観測を、札幌管区気象台は内陸の広域の調査および霧層の垂直構造を含むスケールの大きい気象観測を、函館海洋気象台は海霧発生域における海況と海上気象の把握を、林業試験場は林相の調査やひな型防霧林による実験を、その他の機関は参加者の専門分野での特殊研究を、それぞれ担当した。

(3) 勇払原野における海霧の調査

昭和34年から38年にわたって、主として勇払原野を対象とし、札幌管区気象台、函館海洋気象台、陸上自衛隊北部方面総監部、八戸海上自衛隊、第1管区海上保安本部、北大理学部孫野教室の協力による研究が行なわれた。これについては気象研究ノート14巻1号に総合報告が掲載されているので重複を避けるが、その成果のうち特筆すべきものは、勇払原野に密に展開された観測網によって、海霧の侵入経路、その濃度分布、温度および湿度の分布、時間的变化などが詳細に把握されたことである。斎藤実の解析によると、陸上に侵入した霧の分布や変化が、苫小牧沖の海況および風系と結びつけてうまく説明されている。これは過去に例を見ないすぐれた成果であった。また荒川正一は、陸上へ移流するときの霧水量と温度の日変化および消散について理論計算を行ない、実測とのよい対応を見出している。

(4) 昭和55～57年度 地方共同研究 霧予報法の改善

対象地域を北海道の太平洋沿岸部全域とし、しかも予報方法の開発に向けられたためあらたな知見に乏

しかった。しかし永沢は衛星観測による反射率、 T_{BB} 、アメダス気温から海霧を推定するための「しきい値」を決めて、海霧分布域の把握を試みており、今後の海霧の研究への方向を提示した。（札管技術時報別冊34号）

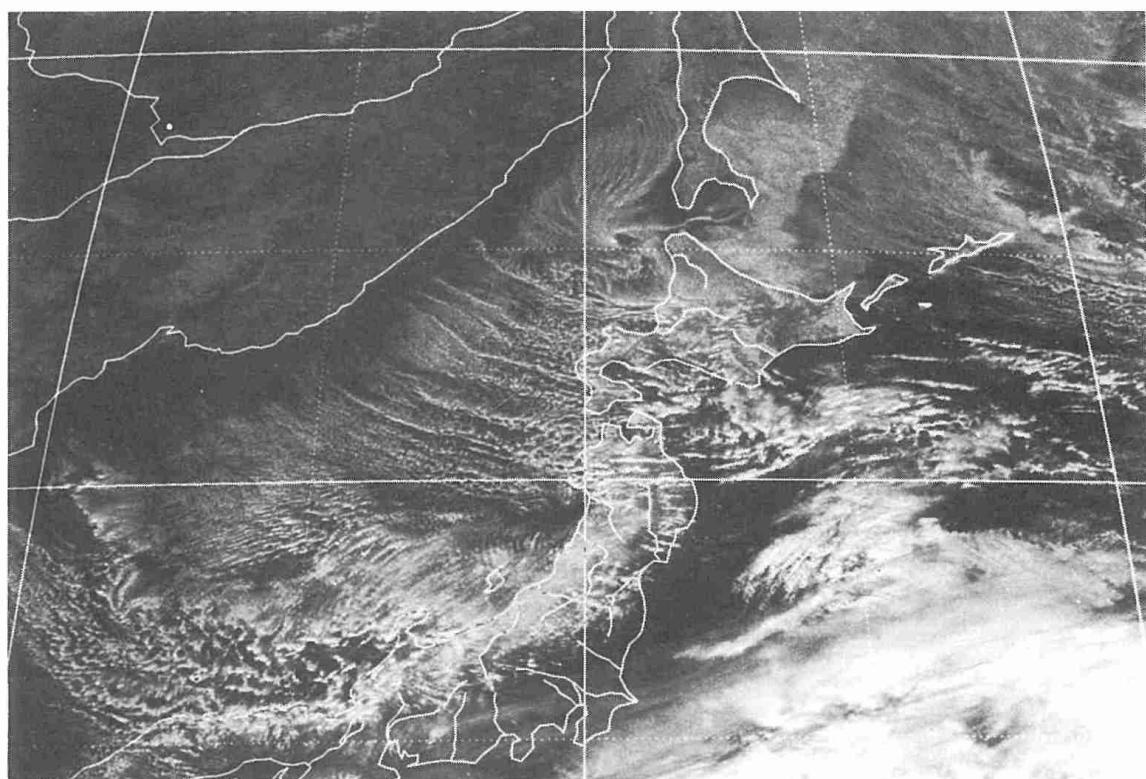
また、柴田は高風丸による海上観測から沿岸霧の発生機構を論じた。（函館海台海上気象報告 通巻36号）

あとがき

以上に北海道に関係した特異な気象現象の研究の歩みを述べて来たが、これらの4項目は幾度も色々な人によって取り上げられて來たものである。これらのほかに単発ながら、すぐれた個人研究がある。例えば、荒川の「北海道の局地風」、伝法の「道内河川の水理気象学的研究」、斎藤（博）の「寒冷地での室内気候」などがそれである。

ところで、西岸小低、オホーツク海高気圧、海霧を並べてみると、オホーツク海の流氷野、初夏の融氷した寒冷海表面、また融氷水の流出によって形成される親潮第1分枝がそれぞれ関与している。北海道の動気候にオホーツク海と親潮が大きく影響していることが思い知らされる。

今春から静止気象衛星の雲画像も毎正時に得られるようになった。これまで断片的雲画像で定性的になりがちだったこれらの研究も、今後は数値予報初期値の格子点値との併用により、定量的解析が可能となる。そしてそれらの的確な予報も近い将来実現されるであろう。



「ひまわり」可視画像

1987年1月19日 12時

歴代支部長

第1～2期
(昭和32～37)



故 中谷宇吉郎氏

第3期
(昭和37～39)



吉田 順五氏

第4～5期
(昭和39～42)



故 神原 健氏

第6期
(昭和43～44)



高橋浩一郎氏

第7～8期
(昭和45～48)



毛利圭太郎氏

第8期
(昭和48)



須田 建氏

第9～11期
(昭和49～54)



故 孫野 長治氏

第12期
(昭和55)



矢崎 敬三氏

第12～13期
(昭和56～57)



寺内 栄一氏

第13～14期
(昭和58～60)



駒林 誠氏

第15期
(昭和61)



吉田 泰治氏

第15期～
(昭和62～)



秋山 勉氏

支部活動の思い出

思　い　出

函館海洋気象台 齊　藤　　実

17年ぶりに北海道へ戻ってきて、気象学会北海道支部が30周年を迎えると聞いて、いつの間にか時は過ぎたものよと感概を覚える。支部発足の昭和32年は、ちょうど私が札幌管区気象台に入った年もある。だから、支部活動の思い出は、私の若い頃の思い出でもある。むかしを語るのは老化の兆しといわれるが、それは自認しているところであるし、30周年記念に免じて思い出の幾つかを書かせてもらう。

昭和32年の暮に、管区気象研究会に引き続いで最初の支部研究発表会が開かれた。この会の最後に、中谷宇吉郎先生が「グリーンランドの雪と氷」の話をされた。カラーフィルムが気軽に使える時代ではなかったが、使用された沢山のカラースライドの色彩の美しさと、ユーモアと示唆に富む講演に魅了された。初めての研究会だったためか、進行が遅れ夜遅くまでかかったが、満員の聴集が最後まで残り、さすが話す「名隨筆よ」と感心したのを覚えている。私はこの研究会に触発されるところが大きかった。それ以後、当時問題になっていた「煤煙」の放射的特性を調べ始め、翌年の研究会で初めて研究発表なるものを行ったが、新聞に大きく取り上げられたのでびっくりしたものである。

昭和36年の春の気象学会の大会は、北海道で開催された最初のものでなかったかと思う。会場は北大理学部本館であった。私は気象台調査課に属していたから、自らの発表よりも、受け付けなど事務局的な仕事で駆け廻った思い出が強い。初めて全国大会に出席して、高名なあるいは気鋭の研究者の多くに接して緊張を覚えた。

昭和40年の国際雲物理会議は私の在札中の北海道支部最大のイベントであった。I A M A P-WMO、日本学術会議および日本気象学会四者共催で行われ、外国からの参加者が約100名、総勢300名の大会議であった。10日間の会期の最後の3日間は札幌で行われたが、これは中谷先生に始まる北大の雲物理学研究に対する大きな貢献に敬意を表して実現したものであった。北大の孫野教授以下のスタッフは自分の研究発表だけでなく、会議の運営、外国研究者との交流など大変な忙しさだったと思う。孫野先生達の師（中谷先生）に対する敬愛の情に深く触れる想いがした。気象台はこの会議では事務局に徹したが、初めての国際会議であり、戸惑うことが多かった。調査課調査官の岡林さん（現高層気象台長）は事務局の中心として大変ご苦労された。北海道支部長であった神原台長はこの会議の札幌開催に尽力された。当時から気象台では学会関係への予算支出が厳しい状況にあったが、先遣隊として東京の会議に職員3名を派遣するなどの措置をとられた。いろいろ学ぶことの多い会議だった。

支部発足当初、大学と気象台とでは研究対象や方法の違いが大きく、支部研究会も囁み合うものが少なかった。北大の気象学教室が軌道に乗り、スタッフも揃ってくるにつれて研究対象が拡がり、気象台と同じテーマの研究をすることができた。昭和30年代後半の勇払原野の「霧」、石狩湾小低気圧など「降雪の機構」などがその例である。こうしたテーマについては、支部シンポジウムなどを開き意見交換しながら研究を進めた。地域に密着した問題を大学と気象台が交流しながら研究を進めることに支部活動の意義を感じた。

最近、私は気象学会の活動から遠くなっているが、北海道支部は啓蒙普及活動も盛んで、以前より活動範囲が拡がっているのを感じている。30年といえば人間なら成熟期である。今後も着実に活動を進め、同じ地域に住む会員が交流を深め、研究の進展を計ってゆくことを希望したい。

思い出にててくる幾人かの方は既に亡い。心から冥福をお祈りする次第である。

30年振り返って

淵 本 一

30年前の気象学会員の大部分は、気象庁関係者で占められ、北海道の支部長も、気象台の技術部長がなるような不文律があったようで、自然発生的に私が支部長にならされた。

私の無能と、現在のような意欲的な学術関連のなかった当地での活動は何もなかった。と云うより気象学会よりも他の研究や行政機関宛の発表の方が優先したので、何も出来なかつたといった方が適切だった。

当時の北海道は、急に開発庁が新設されて、北海道開発5カ年計画などが真剣に企画され、道庁の係長だった若い職員が、老練の大牧場主と対抗して知事の座を勝ち取り、将に、クラークの名言が地で行く勢いであった。一方学術研究では、林野庁が主体となって、防霧林設立策の大テーマに、北大低温研を中心に同大理科系を挙げての協力。気象台も研究陣の大部分がこの実験に当り、根釧原野厚岸海域に大調査網が4年に亘って展開された。他方、自然界では、十勝沖大地震津波、洞爺丸台風、浦河沖漁船二百隻の大難と世界的な大事件が続発するし、行政面では、積雪・寒冷度による補正（地方補助金四号補正）金の、新潟方式を北海道方式に改正する運動。水力発電の積雪科学調査。TVの北海道導入による電波伝播の海面擾乱・空中ダクト等々の研究。そのどの一つをとっても、学会の大研究に値するものが頻発している。勿論、防霧林の研究では北大から膨大な英字論文集刊行。気象庁も欧文彙報にその一端を発表、林野庁からも堂々たる総合成果報告がある。その他の事件もそれぞれ数百頁に及ぶ刊行物や研究報告書が関係機関より発刊されている。それ程の時代に日本気象学会には発表がない。当時学会本部から、私の無能振りへの叱責のあったことを覚えているが、その時は私は北海道でのワンマン振りの人事異動で東京に呼び戻されていた。しかし愚考するに、現在の日本気象学会でも、大突発地球物理学的現象に対応して学術行政的に速応する方策が講ぜられているだろうか？財的スポンサーへの偏傾報文に流され勝ちが多くなり、気象学会への必然的発表をシステム化する方策が講ぜられる必要があるようだ。三十年前の旧弊の者を想って敢えて、このことを提言することにより、当時の私の無能の償いとしたい。妄言多謝。

昭和40年頃

高層気象台 岡 林 俊 雄

気象学会北海道支部の30周年記念に、支部だよりに何か投稿を、というお便りがとどいたので雑文を書くことにした。開けないで引越の都度そのまま運んでいた、札幌時代の古い雑誌類の入っているダンボール箱を開き、「支部だより」を探すこととした。それは昭和40年頃、私は札幌管区気象台の調査課調査官で、学会の雑用係として、支部だよりの編集を担当していたことを思い出したからである。

出てきたうちの一冊は「北海道支部だより」No.6、昭和41年5月号、30頁のものであった。第1頁に支部役員会の記録がある。

第3回支部理事会、昭和40年11月26日、於石田屋

出席者

神原 健、孫野長治、小泉政美、井上力太、吉田順五、小野寺晶夫、黒岩大助（以上は理事）

小林禎作、樋口敬二、渡辺義夫、岡林俊雄（以上は幹事）

という記事がまず目に入った。なつかしい顔ぶれである。しかしこれらの方々のうち、神原台長（支部長）、孫野、黒岩、小林先生方は既に故人になっているではないか。神原台長は支部長として、また孫野、黒岩、小林先生は単に北海道支部としてだけでなく、気象学会全体としても大活躍された方々である。またそのほかの方々も大学又は気象台を定年退官されていて、現役で残っているのは樋口先生と私だけで、私も来春定年退職である。22年の歳月を振り返って感慨深いものがある。なお次の役員会（昭和41年3月28日）からは菊地勝弘先生が幹事として加わっている記録も目についた。

場所の石田屋は駅前近くで、駅前通りを2、3丁いって左へ曲ったところだった。それはまた丁度道庁正門前の通りに面していた。そのころはなかなかしゃれた喫茶店で、そのむかいは少年時代よくいったエンゼル館という映画館があったが今はもう無いはずである。

上記役員会の主要議題は、昭和41年度気象学会秋季大会を札幌で開催することについてであった。その秋季大会は10月1～3日北大で盛況裡に行われた。シンポジュームのテーマは「日本海側の豪雪」でその座長は孫野先生、話題提供者は松本誠一、宮沢清治、石原健二氏と私であったが、私以外はもう定年退職されている。

北海道にとって降雪関係の研究の重要さはいうまでもないが、昭和38年度札幌管区気象台は、「石狩平野の局地的大雪の調査と観測」を総合的に大がかりに行い、その後の支部の研究ムードを盛り上げるのに大きな役割を果した。その後、北大と札幌管区気象台はこの日本海側の大雪、とくに石狩湾付近の大雪の研究に精力的に取り組んでいる。

今春の筑波大学での気象学会春季大会では、北大グループが、気象衛星、レーダー等を用いた石狩湾付近の大雪に関するすぐれた発表をしたことが特に印象に残った。菊地、遠藤先生方が中核となり、私の子供より若い年代の人達がはつらつと発表しているのを見て誠に頼もしく思った。

しかし気象学会大会等で降雪に関する研究発表では、必ずといってよいほど重要な発言（質問）をしておられた、孫野、小林先生方の姿が今は無いことに、とても淋しさを感じるのは年のせいかもしれない。

30周年記念号に思う

高橋 浩一郎

私が札幌管区気象台に赴任したのは、1968年の4月の初めであった。少しおくれて日本気象学会北海道支部長になったが、20年近く前のことであるが、大分記憶がうすれてしまったが、断片的ではあるが、いくつか思い出されることを書いておこう。

羽田を出発、飛行機で千歳についたとき、すぐ耳にしたのは、北大の田沢誠一、葛西俊之の両助手の殉職のことであった。4月4日に石狩川流域の積雪量調査のため、小型飛行機で観測中墜落したものであり、

誠に痛ましいことであった。葬儀の折りには、管区気象台を代表して弔辞を読んだ。

いまは故人となられたが、北大の孫野長治教授は、学会の理事であり、前からの知り合いであった。第二次世界大戦中の中谷宇吉郎教授をリーダーとする根室での大がかりな霧観測の折り、たしか陸軍少尉であり、これに参加され、私も参加した。当時のサーベルをさげていた姿が思い出される。

私は昭和13年頃から、学会の運営とも関係しており、気象事業の発展には気象学の研究が基礎と思っていた。そして、気象台と大学との連携が望ましく、孫野教授をよく知っていたことは都合がよかったです。この年の12月10日には、札幌管区気象台で、学会支部と管区との共催の研究会を開いた。

この折りの実質的な管区気象台関係の世話役は小野寺晶夫調査課長だった。そして、研究発表だけではなく、北大の井上力太教授の大気汚染関係の特別講演もあり、集中豪雨と豪雪に関するシンポジウムも開かれた。粕谷光雄予報課長が座長となり、東京の気象研究所の松本誠一博士も参考にするなど、充実した研究会であった。

札幌にはわずか2年ほどしか滞在しなかった。だが、この5月末札幌を訪ずれた折り、支部だよりの30周年記念号を出すことを耳にし、当時のことがいろいろ思い出され、支部の発展をうれしく思った次第であった。

思　い　出

毛利　圭太郎

札幌管区気象台在勤三年の間に、北大の孫野先生や菊地先生に御懇意にしていただき、大変お世話になりました。時々、北大の教室にお邪魔したことを思い出します。

学会のおかげで大学と気象台との間にいろいろ話し合いのチャンスがあり、交流できましたことは勉強になり、また大変有益であったと思っております。私も北海道上の寒気の立体構造に興味をもち、いろいろ解析を行ったことを思い出します。

今後の学会支部の益々の御発展をお祈り致します。

一年間の支部活動の思い出

内田　英治

私の北海道支部活動は僅か1年だった。昭和48年度のことである。管区技術部長として支部役員に選出され、北大理学部、低温研などの皆さんとはとくに交流が多かった。

今でも同じ思いであるが、私は、こと地球物理については、（恩師永田武もよく強調されるように）気象庁と大学とが良き協力をしない限り、世界の文明国としての実は上らないと考えている。札幌に赴任した時からその思いにかられていた。

たとえば、支部長選出についても、気持よく選挙が行われるよう当時の須田台長とともに気を配った。

丸山調査課長（故人）はじめ、気象台のスタッフも良く動いてくれた。孫野、黒岩先生（故人）とも、（もちろん現職の菊地教授などとも）親しく述べて楽しかった。小林教授（故人）とは高校の同窓生であり、彼の存在は大切であり、多く教えていただいた。

そして、北大の談話会や、学会の折りに、業務と学問の接点を共に話し合う重要性をひしひしと感じた。

市の環境調査には道庁からの支援もあったが、大学の方々のバックアップも大きかった。レーダー資料は大学の方々も随分利用された。

また、支部活動と直接の関係か否か忘れたが、電線着雪問題では、孫野、黒岩先生および若浜先生とも活発な討論をした。

雲物理関係では以前より親しい関係の菊地先生と交流を深めた。集中豪雨問題では、工学部の山岡先生、農学部の堀先生ともレポートの討論を行い、実りが多くかった。

北海道には北海道特有の現象があり、同じ豪雨でも九州で起るものとは、メカニズムは違う。それにも拘らず、アプローチの手法には共通の問題がある。したがって、時には、できれば他の地方の人とも討論の必要性もある。

しかし、僅か1年間だったが、有力な方々とおつき合い出来て大変幸せと思っている。

これから、W C R P (世界気候研究計画) がスタートする。これには大変神経をつかって大学の方々とともに、文部省に折衝し、やっと測地学審議会の建議までこぎつけた。

これを通じて、先に述べた気象庁と大学等との協同の実が一步前進することを切に願っている。また北海道支部が多かれ少かれ、この仕事においても発展されるよう祈ってやまない。

回 想

粕 谷 光 雄

私が札幌に在勤したのは、昭和41～46年の5年間であるから、既に15年も以前のことになり、丁度、気象学会北海道支部創立30年の中間期に当る。私は北海道の気象部隊に居たことがあるので、昭和41年は20年ぶりの渡道ということもあるが、次の点でも忘れ難い年である。

未だ高度成長期にあったとは云え、積寒法の施行された直後でもあり、北海道では住宅、道路など積雪地における冬季の生活環境や産業立地の条件を雪のない内地並みに速かに改善しようとする情勢にあった。その上、昭和43年の開道100年を迎える記念事業、昭和47年2月に開催される札幌冬季オリンピックの整備5ヶ年計画とか活気に溢れ、気象業務も多端であった。

気象災害では、4年ぶりの北海道の冷夏で冷害が発生し、翌42年1～2月には道内で暴風雪やどか雪が相次いだ。

私が学会北海道支部と関係を持ったのは、7～8年に1回廻って来るという気象学会の秋季全国大会が10月に札幌の北海道大学で開かれた時からである。既に札幌の全員は大会の事前準備を春から始めその運営に頑張られた。私もこの大会では急に総観気象部門の司会を依頼され、不馴れの上に急いで総括報告をまとめねばならないなど、いささか困惑したことを憶えている。この時のシンポジウムは「日本海側の豪雪」がテーマで盛会であった。恒例の大会出席者全員の写真撮影が終った時の北海道特有の秋晴れの空の色は忘れられない。

今日どうか知らないが、当時の北海道支部では、比較的会員の多い札幌の北大、管区気象台、函館海洋気象台が持ち廻りで3年に1度支部大会を開いてきた。時には、地方会員のために管区の研究会に引き続いて開いたこともあった。五稜郭の桜の下で、小樽商大に居られた加茂先生を囲んで関係者が集まつたのも、函館の支部大会の後だったようだ。

学会の北海道支部で取り上げられた問題は、降雪、雪氷、積雪、流水、電線着雪など、北海道特有の現

象が多かったが、北大、気象台、北電など所属会員の専門分野から見ると、研究の対象にする現象のスケール面で大きな開きがあった。この傾向は昭和40年代の始め頃までは目立ったが、私が札幌を去る40年代の後半には、各分野の共通性が大きくなり、支部内での相互の理解が深まったように思われた。これは、高層気象資料の充実、レーダーや気象衛星など新しい資料の利用の普及、数値予報モデルの急速な進歩などによることが大きい。海面状態の影響や雲物理の過程の一部を含めた多層数値予報モデルの実用化が始まり、予報者にも降水予報のためばかりでなく、予想天気図の作成に雲物理や海水の問題が不可欠となってきたためであろう。

孫野先生はじめ北大の方々には、雪の共同研究を通じて大変お世話になった。

この間、昭和43年4月、会員（北大）の田沢、葛西両氏がセスナ機で石狩川源流域の積雪観測中遭難された痛ましい事故は、しばしばお会いしていた方々だけに、今も当時の状況が鮮明に記憶に残っている。

謹んで両氏の御冥福を祈らせていただきます。

思　い　出

杉　浦　次　郎

秋山支部長より支部役員をしていた頃の思い出などをというお手紙をいただきました。

私は43年4月から47年3月まで函館に勤務したのでその間支部理事だった訳ですが、記憶に残っているのは44年の秋、稚内で支部主催の公開講演会があり、私は高橋支部長のお供をして稚内に参り、講師の一人として話をしたことです。当時の稚内の台長は内川さんでした。その時の講演要旨を持っていたはずですがすぐには見付からないので、年月日・演題も分りませんが、多分海上災害に関する話をしたように思います。

天気15巻4号によりますと43年の支部役員は（敬称略）支部長は高橋浩一郎、常任理事は孫野長治、安斎政雄、小野寺晶夫、理事は内川規一、粕谷光雄、私となっています。私が出席した最初の支部役員会は多分43年春の官署長会議の時で、私はその時初めて孫野先生にお会いしました。その時孫野先生から先生の教え子で当時函館勤務だった山本孝二氏（現気象衛星室長）のことをよろしくといわれたことを覚えております。

では支部創立30周年記念講演会の御盛会を祈ります。

1971年秋期大会の思い出

中　岡　裕　之

北海道支部の皆さん、大変御無沙汰しています。かえりみますと、小生昭和50年の夏に北海道を離れて新潟へ転任して以来、大部分の皆様にはお会いしていません。其後昭和57年4月、三重県の津地方気象台を最後に気象庁を退官して岐阜へ帰り、早や5年になりました。其の間昭和58年10月から今年3月まで、3年半第二の職場として日本気象協会岐阜支部へ勤めましたが、その仕事も退職して、今は全くフリーの身となりました。

さて、日本気象学会北海道支部は今年で、創立30周年を迎えるそうで、お目出度うございます。いつの間にか30年とは早いものですね。

小生は昭和39年の5月から50年の7月まで札幌管区気象台に在籍し、その間昭和43年4月から49年4月まで、気象学会北海道支部の幹事として事務局を担当しましたので、いささかの思い出と感想を述べさせていただきます。

当時の印象に残る思い出と言えば、昭和46年秋の秋期大会に北海道支部が当番支部をおおせつかり、その前年45年から会場の設定と、大会運営費の調達に苦労したことです。当時小生は支部幹事長として、また事務局の責任者として大会の成功に向けて奔走しなければなりませんでした。

会場の設定については、第一・第二・第三会場が近距離で揃っており、総会のための大きな会議室もある所となると、当時100万人と言われた札幌市広しと言えども、そう簡単に見つかるものではありませんでした。

菊地勝弘先生に北大の方の御都合を伺ったところ、同時期に行事があって会場としては駄目でした。種々検討した結果理事会にはかって会場を北海道自治会館に決めたのは、一年前のことでした。

運営費については、東京本部から支給されるほかの不足分について上積みすべく、今は故人となられた丸山栄三理事と共に夏の暑い日、関係方面へお願いに回ったことが、昨日のように思い出されます。

かくして、1971年（昭和46年）秋の大会懇親会も無事成功裏に終り、北大孫野先生や気象台毛利先生を囲んで、打ち上げ会のビールを飲んだ時は、ほっとして全身の力が抜けたことを憶えています。

話は変わって、今年の研究発表会のプログラムを拝見しますと、北海道西岸の小低気圧が取り上げられており、古くて新しい問題だと思いました。小生の頃の小低論議は、レーダーはあったものの、総観気象学がまだ幅をきかせていた時代で、今日の気象衛星の技術や数値予報の発展を思えば、昔日の感があります。

北海道支部の皆さん、西岸小低気圧と降雪の振舞いの解明に、今後尚一層精進されることを希望して止みません。

（1987年5月23日記）

思 い 出

八 田 琢 哉

日本気象学会北海道支部には、今年で創立30周年を迎えること、心からお祝い申し上げます。

振り返ってみると、昭和51年4月に札幌管区気象台調査課勤務となり、3ヶ年を過ごしたが、そこに事務局が置かれていたこともあるって、北海道支部とは密接に関係することになったのである。

当時の支部長は、今は亡き北海道大学教授孫野長治先生であった。支部としては、活発な活動を図るべく、種々検討されていた。その結果は、活発に動いたと言える一時期だったよう正在り。

支部活動の一つとして、昭和53年10月に地方講演会が実施された。これは知識の普及と啓蒙を目的とし、その土地に關係の深いテーマを中心にして行うというものであった。この時は、網走市において流氷と気象の講演会を開催した。地元気象台、市の多大な協力があって非常に盛会であった。このようなことが待望されているのだとの感を深くした。

昭和52年10月には、学会の秋季大会が札幌で開催された。着々と準備を進め、実行委員会も設けられて万全を期された。この為立派な大会の運営が行われ、全国からの参会者に満足してもらえたものと思って

いる。この時思わぬ苦労があったことを思い出す。会場は、落成開館したばかりの札幌市教育文化会館を借り切った形で確保でき、最適なものだった。ところがこの中に、窓にブラインドだけで暗幕の無い会議室があった。スライドには不都合である。臨時に暗幕を取り付けねばならず、材料搜しから手間まで大変だったのだが、大会だけは何事もなかったように円滑に行われた。

支部だよりについても思い出す。新しい企画として、道内の気象学関係の研究者並びに団体の紹介を掲載することになったことである。相互に研究の内容を知ることが、その後の研究活動に役立つであろうとの目的であった。これはアンケートに基づいてまとめられた。

種々の制約のある中で、役員の方々の御努力と関係者の御協力で、成果があがっていたことを、今懐しく思い出すものである。北海道支部の今後益々の御発展をお祈りする。

札幌2年間の思い出

東京管区気象台 清水正義

気象学会北海道支部30周年の記念に「支部役員をしていた頃の思い出を」という依頼を受け、戸惑っています。私が札幌に勤務していたのは昭和52・53年度の2年間でしたが、気象学会についての思い出をと言わざ戸惑うほどに、私が何も苦労してなかった事になり、今さら恥ずかしく思っています。

私が札幌を去る直前の送別会で、2年間の大きな出来事として、初めの年の夏の有珠山大噴火とこれに関する業務の繁忙と、二年目には自動車の運転免許を4ヶ月もかかってやっと取得した事をあげました。しかし、気象学会に関連した事となると………と思いをめぐらして、「そうだ、最初の年は確か秋季学会が札幌で行われたはずだ」、そして2年目は………とさらに考えて、「網走で海氷の講演会をやったはずだ」と思い出した次第です。

昭和52年秋季大会は、北大等の協力を得、管区調査課長だった八田琢哉氏らの御努力で準備が進み、確かに新築されたばかりの札幌市教育文化会館で盛会裏に開かれましたが、当時の学会での主要トピックが何であったかの記憶もないのはお恥ずかしい限りです。

しかし当時、気象業務面では、静止気象衛星ひまわりⅠ号が打ち上がった直後ということと、アメダスの全国展開が終りに近づきつつあり、自主的な勉強会や地区研究会などで、衛星資料やアメダス資料の利用が盛んになりつつある時期でした。当時、何かの席で、「アメダス資料は数年もすれば完全に気象業務の中に溶け込み………」と言ったような気がしますが、10年経たずして、TVを通じて茶の間にはいり込み、アメダスから得られる雨量分布や気温分布は、ひまわりの雲画像とともに、完全に国民生活の中にまで溶けこんでしまいました。もう10年もたったかという気持と、その間の気象情報の国民生活への渗透の速さに驚かされます。

さて、翌53年度の学会行事の計画中に、当時の伊藤管区台長が、「何か北海道に特有の現象——例えば海水について講演会をやったら」と言われたのがきっかけで、網走で「流水と気象」の講演会を開くことになりました。このため主として網走地台（当時の台長は小塙盤雄氏）の御努力と網走市の御協力とを得て準備も進み、函館海台・網走地台・北大低温研・第1管区海上保安本部からの講演者を迎えて、この講演会（昭和53年10月14日）をまずまずの盛会裏に終えることができ、ホッとしましたが、人口4、5万の網走市にとってもかなり大きな文化的行事だったのではないかと思っています。

この講演会の翌日、私は斜里から知床五湖まで足を伸ばし、秋雨煙る中を紅葉に映える五湖めぐりを楽しみましたが、何時の日かもう一度行きたい景勝の地として知床五湖を頭の隅に残しております。

昭和52年度秋季札幌大会の憶い出

伊藤 宏

私が札幌に在任したのは、昭和51年から昭和54年までの3カ年であった。最初の年の支部役員や幹事の顔ぶれで、直ちに憶い出されるのは、大学側では支部長の孫野先生と幹事長の播磨屋さん、気象庁側では理事の関口・八田両氏、幹事では大川さんくらいで、その他のかたがたは憶い起すことができなかつた。この稿を書くにあたって、支部だより22号を見て、上記の他に石田・井上・遠藤（北大）の皆さん、和田さん（函館海洋）と村松さん（札幌管区）のかたがたで構成されていたことを見るによんで、いろいろなことを思い出すことができた。

さて、昭和52年度の秋季札幌大会は、本来の順番からは、前年の51年に開催されるはずのものであったが、たまたま札幌管区気象台の創立百周年の記念行事と重なったため、学会の大会を翌年に変更してもらつた。そのため、ご迷惑をおかけしたむきもあったかと思うが、北海道支部にとっては大会を新築したばかりの教育文化会館でもつことができた。会場は新築そうそうなので大変きれいであることは申すまでもないが、その大きさが大会の規模にぴったりだったと覚えている。

もう一つの思い出は大会運営費に関連したことがらである。当時より以前では、学会の財政規模は今日より小さかったので、地方大会にたいする本部からの交付金は少なかった。また、今日のように大会参加費を徴収することもなかった。それで、地方大会の会場を外部に求めた場合、往々にして運営費が不足し、それを寄付金で賄なわざるをえなかった。じつは、たしか昭和50年の大会の時と思うが、私も少々お手伝いをした経験があった。それで、札幌大会でもその必要が生じた場合には、その時の経験を生かそうかと心の内でひそかに思っていた。

しかし、札幌大会の場合には、本部からの交付金も以前に較べて増加したし、また、支部が若干の繰越金を保有していたこと等々のために、恒例になっている所に少額の寄付をお願いしただけで充分であった。

こんな経験からも、気象学会がだんだん盛んになってきた、また、社会全般がだんだんに豊かになってきた過渡期の一断面が見えるようだ。

30年を振り返って

藤原滋水

私が北海道支部の役員を致しましたのは、函館海洋気象台長時代の昭和55年4月から58年3月までの間であったと思います。そのお陰で札幌へ出張する機会が増え、出身校であった北大の旧友に会う幸せにも恵まれました。同じころ、釧路の「海霧特別観測」が科学技術庁の特研で行われ、孫野・菊地両先生には委員会でご一緒し、一層親しくさせて頂きました。

気象学会の大会が札幌で行われました時は、寺内台長の下でお手伝いを致しました。寺内台長は若年の時分からの親友であり、一緒に勉学をしたり、激論を交したりした間柄でしたから、すべてツーカーで話が通じ合いました。

さてそのころ、道内写真展に函館台長賞を出したいから三千円を寄付するよう要請されました。優秀作品に対する奨励金だということです。台長が出品してもよいのかと聞きますと、前例はないけれど、応募は誰でも自由だということなので、その年から賞金も出す代りに、応募もすることに致しました。これが写真の勉強を本格的にやり出した初めです。「藤原君、チャンスは二度ないと思って、十分に念を入れて一枚の写真を撮りなさい」と学生時代教えて下さった故中谷宇吉郎先生のお言葉を、何時もかみしめておりました。幸いにも最初の時は「恵山」の写真で二等賞を受け、最後の年函館で行われた時には、一等の金賞を「当別トラピスト修道院の並木」で受賞しました。

東京へ転勤後、写真熱は高まる一方で、気象庁講堂での写真展開催、自然科学写真協会への入会、同協会写真展に三年連続入選、その間富士フィルム・コダック等の多くのコンテストにも入賞するようになり、雲とか気象関係の写真家として少しあは知られるようになりました。百科辞典や単行本等に写真を提供することも多くなりました。こうしたことでも北海道の皆様のお陰と感謝致しております。

今年の協会展は5月29日から6月4日まで東京銀座の富士フォトサロンで展示されます。同封の一枚は57年8月、利尻富士の風下に現れたつるし雲と笠雲の写真です。富士によく似た孤立峰ですが、山のスケールが小さいので二種類の雲の間の距離が比較的近いのにご注目下さい(129ページ写真参照)。

13年間の思い出

北大理学部 播磨屋 敏生

この原稿を書くにあたり、幹事歴を調べてみると、45年から49年までは幹事、49年から58年までは幹事長として合計13年間、創立以来のほぼ半分の期間にわたって支部活動をお手伝いしたことがわかりました。

思い出となれば、やはり一番目は全国大会の運営となるでしょう。46年の自治会館の時には、第1会場となる大広間用に特大のスクリーンを作り、それを前日に天井からつり下げたのですが、その会場で午後8時に終る予定の結婚式が大分延びてしまい、閉館時間の9時までに終えるように全員で苦労したことが思い出されます。

その次の52年の教育文化会館の時には、暗幕で苦労しました。教育文化会館は、その年の10月1日にオープン予定でしたので、きれいな会館でやろうと建物の出来ないうちに申し込みました。夏の頃下見に行きますと、会場にはブラインドはあるものの暗幕の設備がないことを知りました。それで特にお願いして黒い農業用ビニールシートで窓を覆うという大作業になった次第です。次の57年の時も、他の設備が良いので、また暗幕設備を覚悟の上で教育文化会館にしました。幸いな事に、その年の春に会館で暗幕を設置したので、我々は苦労せずに済みました。

二番目の思い出は、地方講演会です。47年の千歳へは毛利圭太郎さんと、53年の網走へは清水正義さんと、54年の釧路へは岡村存さんと、56年の函館へは寺内栄一さんと同行させていただきました。そして運営には、各地の気象台関係者に大変お世話になりました。

幹事をやめてからも、60年の旭川の地方講演会には講師としてお手伝いし、今年の夏季大学には講師、全国大会運営には実行委員としてお手伝いすることになっております。幹事在任中いろいろな方々にお世話になった事に対するお礼として、今後は一支部会員としてお手伝いするつもりでおります。

支 部 の 歴 史

(1) 役 員

社団法人日本気象学会北海道支部設立 昭32.6.1

北海道支部設立準備会 昭32.6.1～

吉田 順五（北大低温）， 中谷宇吉郎（北大・理）， 八鍬 利助（北大・農），
山田 国親（札管気台）， 山岡 保（札管気台）， 安井 善一（函館海台），
孫野 長治（北大・理）， 清水 良作（札管気台）

第1期 昭32.7.11～

支 部 長 中谷宇吉郎（北大・理）

常任理事 山岡 保（札管気台）， 八鍬 利助（北大・農）， 孫野 長治（北大・理）

理 事 山田 国親（札管気台）：～昭35.3， 安井 善一（函館海台），
吉田 順五（北大低温）

全国理事 山岡 保（札管気台）

幹 事 小林 稔作（北大低温）， 清水 良作（札管気台）：～昭33.3，
昭33.4～ 山崎 正博（札管気台）

第2期 昭35.9.27

支 部 長 中谷宇吉郎（北大・理）：昭37.4.11逝去

常任理事 吉田 順五（北大低温）， 日下部正雄（札管気台），
八鍬 利助（北大・農）：～昭37.3

全国理事 山岡 保（札管気台）

幹 事 孫野 長治（北大・理）， 山崎 正博（札管気台）：～昭37.3，
昭37.4～ 唐津 進（札管気台）

第3期 昭37.9.3～

支 部 長 吉田 順五（北大低温）

常任理事 日下部正雄（札管気台）， 孫野 長治（北大・理）， 山崎 正博（札管気台）

理 事 安井 善一（函館海台）， 木村 耕三（旭川地台）， 斎藤 博英（網走地台）

全国理事 山岡 保（札管気台）

幹 事 唐津 進（札管気台）， 樋口 敬二（北大・理）

第4期 昭39.7.30～

支 部 長 神原 健（札管気台）

常任理事 日下部正雄（札管気台）：～昭40.3， 唐津 進（札管気台）：～昭40.3
井上 力太（北大・工）， 昭40.5～小泉 政美（札管気台），
昭40.5～ 小野寺晶夫（札管気台）

理 事 吉田 順五（北大低温）， 淵本 一（函館海台）：～昭40.3，
斎藤 博英（釧路地台）：～昭40.1， 昭和40.1～黒岩 大助（北大低温），

昭40.5～淵 秀隆（函館海台）：～昭41.3，

昭41.4～樋口 敬二（北大・理）

全国理事 孫野 長治（北大・理）

幹 事 小林 稔作（北大低温），岡林 俊雄（札管気台）

支部幹事増員（規約改正による）：昭40.7.19

幹 事 樋口 敬二（北大・理）：～昭41.3，昭41.4～菊地 勝弘（北大・理），
渡辺 義夫（札管気台）

第5期 昭41.7.14～

支 部 長 神原 健（札管気台）

常任理事 井上 力太（北大・工），小野寺晶夫（札管気台），小泉 政美（札管気台）

理 事 今井 一郎（函館海台），黒岩 大助（北大低温），吉田 順五（北大低温）

全国理事 孫野 長治（北大・理）

幹 事 長 小林 稔作（北大低温）

幹 事 岡林 俊雄（札管気台），菊地 勝弘（北大・理）：～昭42.8，
渡辺 義夫（札管気台），昭42.8～田沢 誠一（北大・理）

第6期 昭43.6.29～

支 部 長 高橋浩一郎（札管気台）

常任理事 孫野 長治（北大・理），安斎 政雄（札管気台），小野寺晶夫（札管気台）

理 事 粕谷 光雄（札管気台），杉浦 次郎（函館海台），内川 規一（稚内地台）

全国理事 高橋浩一郎（札管気台），孫野 長治（北大・理）

幹 事 長 小林 稔作（北大低温）

幹 事 千島 昭司（札管気台），鯉沼 正一（札管気台），渡辺 義夫（札管気台）

第7期 昭45.6.24～

支 部 長 毛利圭太郎（札管気台）

常任理事 孫野 長治（北大・理），安斎 政雄（札管気台）：～昭46.3，
杉本 豊（札管気台）

理 事 粕谷 光雄（札管気台）：～昭46.3，井上 力太（北大・工），
杉浦 次郎（函館海台），昭46.5～石田 完（北大低温）

全国理事 毛利圭太郎（札管気台），孫野 長治（北大・理）

幹 事 長 菊地 勝弘（北大・理）

幹 事 播磨屋敏生（北大・理），千島 昭司（札管気台）：～昭47.3，
中岡 裕之（札管気台），昭47.4～小島 修（札管気台）

第8期 昭47.5.29～

支 部 長 毛利圭太郎（札管気台）：～昭48.6，昭48.6～須田 建（札管気台）

常任理事 孫野 長治（北大・理），藤範 晃雄（札管気台）：～昭48.3，
丸山 栄三（札管気台），昭48.6～内田 英治（札管気台）

理 事 杉本 豊（札管気台）：～昭48.3，井上 力太（北大・工），
大野 義輝（函館海台），昭48.6～石田 完（北大低温）

全国理事 毛利圭太郎（札管気台）， 孫野 長治（北大・理）
 幹事長 中岡 裕之（札管気台）
 幹事 遠藤 辰雄（北大・理）， 播磨屋敏生（北大・理），
 小島 修（札管気台）：～昭48.3， 昭48.4～村松 照男（札管気台）

第9期 昭49.6.17～

支部長 孫野 長治（北大・理）
 常任理事 関口 理郎（札管気台）， 浅野 芳（札管気台）， 石田 完（北大低温）
 理事 増沢謙太郎（札管気台）， 井上 力太（北大・工）， 和田 英夫（函館海台）
 全国理事 孫野 長治（北大・理）， 増沢謙太郎（札管気台）
 幹事長 播磨屋敏生（北大・理）
 幹事 遠藤 辰雄（北大・理）， 下田 正一（札管気台）：～昭51.3，
 村松 照男（札管気台）， 昭51.4～大川 隆（札管気台）

第10期 昭51.6.7～

支部長 孫野 長治（北大・理）
 常任理事 関口 理郎（札管気台）， 八田 琢哉（札管気台）， 石田 完（北大低温）
 理事 伊藤 宏（札管気台）， 井上 力太（北大・工），
 和田 英夫（函館海台）：～昭52.3， 昭52.5～菊地 勝弘（北大・理）
 全国理事 孫野 長治（北大・理）， 伊藤 宏（札管気台）
 幹事長 播磨屋敏生（北大・理）
 幹事 遠藤 辰雄（北大・理）， 大川 隆（札管気台）， 村松 照男（札管気台）

第11期 昭53.6.13～

支部長 孫野 長治（北大・理）
 常任理事 石田 完（北大低温）， 清水 正義（札管気台）～昭54.3，
 八田 琢哉（札管気台）～昭54.3， 昭54.5～岡村 存（札管気台），
 昭54.5～杉山 昌司（札管気台）
 理事 伊藤 宏（札管気台）， 安井 正（函館海台）：～昭54.3，
 井上 力太（北大・工）
 全国理事 孫野 長治（北大・理）， 伊藤 宏（札管気台）
 幹事長 播磨屋敏生（北大・理）
 幹事 遠藤 辰雄（北大・理）， 上田 豊治（札管気台），
 猪川 元興（札管気台）：～昭53.8， 昭53.8～若原 勝二（札管気台）

第12期 昭55.6.25～

支部長 矢崎 敬三（札管気台）：～昭56.5， 昭56.5～寺内 栄一（札管気台）
 常任理事 岡村 存（札管気台）：～昭56.3， 杉山 昌司（札管気台）：～昭56.3，
 石田 完（北大低温）， 昭56.5～黒沢真喜人（札管気台），
 昭56.5～小倉 士郎（札管気台）
 理事 孫野 長治（気象協会）， 井上 力太（北大・工）， 藤原 滋水（函館海台）
 全国理事 菊地 勝弘（北大・理）， 藤原 滋水（函館海台）

幹事長	播磨屋敏生（北大・理）
幹事	遠藤 辰雄（北大・理）， 上田 豊治（札管気台）：～昭56.5， 若原 勝二（札管気台）， 昭56.5～上川 松夫（札管気台）
第13期	昭57.6.22～
支部長	寺内 栄一（札管気台）：～昭58.5， 昭58.5～駒林 誠（札管気台）
常任理事	黒沢真喜人（札管気台）：～昭58.3， 小倉 土郎（札管気台）， 石田 完（北大低温）， 昭58.5～鈴置 哲朗（札管気台）
理事	孫野 長治（気象協会）， 小林 穎作（北大低温）， 藤原 滋水（函館海台）：～昭58.3， 昭58.5～大和田 守（函館海台）
全国理事	寺内 栄一（札管気台）：～昭58.3， 菊地 勝弘（北大・理）
幹事長	播磨屋敏生（北大・理）：～昭58.5， 昭58.5～遠藤 辰雄（北大低温）
幹事	遠藤 辰雄（北大低温）：～昭58.5， 瀬戸 敏良（札管気台）：～昭58.5， 好本 誠（札管気台）， 昭58.5～松村 博勝（札管気台）， 昭58.5～谷口 恭（北大・理）
第14期	昭59.6.5～
支部長	駒林 誠（札管気台）
常任理事	鈴置 哲郎（札管気台）：～昭60.3， 伊藤 正志（札管気台）， 小林 穎作（北大低温）， 昭60.4～小嶋 修（札管気台）
理事	孫野 長治（気象協会）：昭60.12.7逝去， 菊地 勝弘（北大・理）， 大和田 守（函館海台）
全国理事	駒林 誠（札管気台）， 菊地 勝弘（北大・理）
幹事長	遠藤 辰雄（北大低温）
幹事	松村 博勝（札管気台）：～昭60.3， 好本 誠（札管気台）， 谷口 恭（北大・理）， 昭60.4～三浦 照武（札管気台）
第15期	昭61.6.6～
支部長	吉田 泰治（札管気台）：～昭62.3， 昭62.4～秋山 勉（札管気台）
常任理事	小嶋 修（札管気台）：～昭62.3， 大川 隆（札管気台）：～昭62.4， 小林 穎作（北大低温）：昭62.3.8逝去， 昭62.4～花房 龍男（札管気台）， 昭62.4～松村 博勝（札管気台）， 昭62.4～菊地 勝弘（北大・理）， 昭62.4～伝法 宏（気象協会）
理事	菊地 勝弘（北大・理）：～昭62.4， 多田 利義（函館海台）：～昭62.3， 伝法 宏（気象協会）：～昭62.4， 昭62.4～斎藤 實（函館海台）， 昭62.4～遠藤 辰雄（北大低温）
幹事長	遠藤 辰雄（北大低温）：～昭62.4， 昭62.4～谷口 恭（北大・理）
幹事	三浦 照武（札管気台）：～昭62.4， 菊池 明弘（札管気台）：～昭62.4 谷口 恭（北大・理）：～昭62.4， 昭62.4～上田 豊治（札管気台）， 昭62.4～川野 浩（札管気台）， 昭62.4～上田 博（北大・理）

(2) シンポジウム・地方講演会

- 昭36. 12 シンポジウム・霧(北大)
 昭37. 10 シンポジウム・霧(北大)
 昭37. 11 シンポジウム・局地の大雪(北大)
 昭37. 12 シンポジウム・大気汚染(北大)
 昭38. 1 シンポジウム・気候変動(北大)
 昭38. 6 豪雪談話会(北大)
 昭38. 12 シンポジウム・霧(北大)
 昭41. 2 レーダー気象シンポジウム(札管区)
 黒沢真喜人, 齊藤 実, 西辻 昭
 昭41. 10 気象衛星に関するミーティング(北大)
 渡辺 和夫, 土屋 清, 保科 正男
 昭42. 10 北洋および北海道周辺における海上気象と雪氷に関する談話会(札幌)
 根川欽逸郎, 鳥居 貢, 齊藤 充, 尾形 哲, 佐野 蘭, 田畠 忠司,
 沢田 照夫, 岡林 俊雄, 孫野 長治,
 昭43. 3 「本道西海上の小低について」の討論会(札管区)
 石井 幸男, 孫野 長治, 杉山 昌司, 齊藤 実, 岡林 俊雄
 昭43. 12 集中豪雨に関するシンポジウム(札幌)
 松本 誠一, 小倉 土郎, 高橋浩一郎, 孫野 長治
 昭44. 3 北海道の農業と気象(旭川)
 高橋浩一郎, 横田 廉一, 島崎 佳郎, 柏原 辰吉
 昭44. 11 海上気象と海難に関する講演会(稚内)
 杉浦 次郎, 粕谷 光雄, 田畠 忠司, 仲沢 金継
 昭45. 10 大気汚染に関する講演会(室蘭)
 今野 真悦, 室住 正世, 井上 力太
 昭47. 10 航空気象シンポジウム(千歳)
 石井 秀夫, 井上 越夫, 相馬 清二, 萩谷 長男, 孫野 長治
 昭49. 10 冬の低気圧に関するシンポジウム(札幌)
 齊藤 直輔, 宮沢 清治, 岡林 俊雄
 昭53. 10 流氷と気象の講演会(網走)
 赤川 正臣, 佐田 喜雄, 青田 昌秋, 山田 章夫
 昭54. 10 釧路の霧と氷の講演会(釧路)
 渡辺 栄二, 管野 瑞夫
 昭56. 10 気象災害とその予防(函館)
 和田 英夫, 金田 健治, 三本木 亮

- 昭58. 10 気象と農業の講演会（帯広）
伊藤 正志，小倉 士郎，堂腰 純
昭59. 10 最近の異常気象について（札幌）
関根 勇八，時岡 達志，福岡 二郎
昭60. 11 旭川とその周辺の気象（旭川）
木部俊一郎，桜井 兼市，播磨屋敏生
昭61. 10 「千歳付近の天気と航空気象」の講演会
三本木 亮，上田 博，木村 隆昭，遠藤 辰雄，東 学，菊地 勝弘

(3) 特別講演

- 昭33. 4 國際海洋會議について（北大） 楠 宏
昭33. 7 米国とカナダにおける雪氷研究の現状について（札管区） 東 晃
昭33. 11 世界の雪氷研究の現状 他（北大） 中谷宇吉郎
昭40. 6 雨を降らせる話（道新ホール）<道新共催> V. J. Schaefer
昭41. 3 大気汚染と気象（北大） 井上 力太
極地内陸における降水機構（北大） 橋口 敬二
昭42. 8 北海道の集中豪雨・映画3題（道新ホール） 粕谷 光雄
昭47. 5 Air Pollution (北大) Fred W. Decker
昭50. 5 Lightning in Volcanic Clouds (札管区) M. Brook
昭56. 7 成層圏における突然昇温の数値実験（北大） 笠原 彰
昭57. 2 豪雨を伴ったじょう乱のシミュレーション（札管区） 二宮 洋三
昭57. 10 天気予報のできるまで<札幌市青少年科学館共催> 小倉 士郎
昭57. 10 応用気象に関する二・三の問題（札管区） 河村 武
昭61. 6 ハワイにおける温かい雲からの降雨機構等（北大理，低温研） 高橋 効
昭62. 1 中国における大気物理研究の現状（北大理） 郭 昌明
昭62. 2 Researches and Facilities at the National Severe Storms Laboratory (北大理)
R. J. Doviak

(4) 夏季講座「新しい気象」

- 第1回 昭58. 8. 2～3：札幌市青少年科学館
講師： 菊地 勝弘，上川 松夫，前野 紀一，石井 英夫 映画「異常気象」
第2回 昭59. 8. 1～2：札幌市青少年科学館
講師： 菊地 勝弘，福谷 博，小林 俊一，串崎利兵衛 映画「南極の寒さを探る」
第3回 昭60. 8. 1～2：札幌市青少年科学館
講師： 菊地 勝弘，菊地 弘明，串崎利兵衛 映画「気象衛星からみた四季の天気」
第4回 昭61. 7. 31～8. 1：札幌市青少年科学館
講師： 小林 穎作，木村 隆昭，秋田谷英治，成瀬 廉二 映画「雪の結晶」

(5) 支部研究発表会

昭32. 12. 6	札幌管区気象台会議室		論文数 10編, 報告, 講演
昭34. 3. 10	北大理学部講堂		9編, 映画
昭39. 2. 6	クラーク会館大集会室		10編
昭43. 12. 10	札幌管区気象台	(支部だより 11号)	7編, 講演, シンポ
昭44. 6. 10	北大低温研究所		
昭44. 12. 9	札幌管区気象台	(支部だより 12号)	11編, 講演
昭45. 12. 3	札幌管区気象台	(支部だより 13号)	11編, 講演
昭46. 3. 9	北大理学部地球物理	(支部だより 14号)	9編, 映画
昭46. 12. 2	札幌管区気象台	(支部だより 16号)	11編, 講演
昭47. 3. 22	北大理学部地球物理	(支部だより 17号)	10編, 映画
昭47. 11. 30	札幌管区気象台	(支部だより 18号)	15編, 講演
昭48. 3. 20	北大理学部地球物理	(支部だより 18号)	15編
昭48. 11. 29	札幌管区気象台	(支部だより 19号)	15編
昭49. 3. 19	北大理学部地球物理	(支部だより 19号)	10編
昭50. 3. 20	北大理学部地球物理	(支部だより 20号)	9編
昭50. 11. 12	札幌管区気象台	(支部だより 21号)	14編, 講演
昭51. 3. 16	北大理学部地球物理	(支部だより 21号)	12編
昭51. 11. 12	札幌管区気象台	(支部だより 22号)	7編, 講演
昭52. 3. 8	北大低温科学研究所	(支部だより 22号)	9編
昭53. 3. 16	北大理学部地球物理	(支部だより 23号)	12編
昭53. 11. 29	札幌管区気象台	(支部だより 24号)	9編, 講演
昭54. 3. 15	北大理学部地球物理	(支部だより 24号)	7編
昭54. 11. 29	札幌管区気象台	(支部だより 25号)	9編, 講演
昭55. 3. 14	北大理学部地球物理	(支部だより 25号)	12編
昭55. 11. 28	札幌管区気象台	(支部だより 26号)	9編, 講演
昭56. 3. 16	北大理学部地球物理	(支部だより 26号)	8編
昭56. 11. 27	札幌管区気象台	(支部だより 27号)	11編
昭57. 3. 11	北大理学部地球物理	(支部だより 27号)	7編
昭58. 3. 15	北大理学部地球物理	(支部だより 28号)	9編
昭58. 11. 25	札幌管区気象台	(支部だより 29. 30合併号)	11編
昭59. 3. 16	北大低温科学研究所	(支部だより 29. 30合併号)	10編
昭59. 6. 13	北大理学部地球物理	(支部だより 29. 30合併号)	7編
昭59. 11. 16	札幌管区気象台	(支部だより 31号)	11編
昭60. 6. 10	北大理学部地球物理	(支部だより 31号)	9編
昭60. 11. 29	札幌管区気象台	(支部だより 32号)	9編

昭61. 6. 9	北大理学部地球物理	(支部だより 32号)	9編
昭61. 11. 14	札幌管区気象台	(細 氷 33号)	10編
昭62. 6. 10	北大学術交流会館	(細 氷 33号)	8編

(6) 機 関 誌

会報№1 昭32. 7. 15 (? 頁)	第1回支部理事会協議録等
会報№2 昭33. 2. 18 (14 頁)	昭和33年度全国大会スケジュール等
会報№3 昭35. 8. 8 (2 頁)	昭和36年度札幌大会についての協議録等

以後「会報」は「支部だより」と名称変更

支部だより 1号 昭37. 1 (8 頁)	霧のシンポジウム要旨と隨筆等
" 2号 昭37. 7 (6 頁)	支部理事選挙告示, 昭和36年度事業報告等
" 3号 昭38. 1 (14 頁)	霧, 局地的大雪及び大気汚染のシンポジウム概要
" 4号 昭39. 9 (16 頁)	支部理事選挙結果, 研究発表会概要等
" 5号 昭40. 8 (11 頁)	支部規約・支部選挙規則一部改正等
" 6号 昭41. 5 (30 頁)	昭和40年度事業・会計報告, シンポジウム概要等
" 7号 昭42. 1 (77 頁)	昭和41年度秋季大会(札幌)の感想・意見特集等
" 8号 昭42. 8 (28 頁)	支部の履歴書(10周年記念)等
" 9号 昭43. 2 (43 頁)	談話会報告, 隨筆等
" 10号 昭43. 8 (28 頁)	昭和42年度支部事業・会計報告等
" 11号 昭44. 11 (18 頁)	支部研究発表会, 講演会(旭川)要旨等
" 12号 昭45. 2 (54 頁)	支部研究発表会, 講演会(稚内)要旨等
" 13号 昭45. 11 (62 頁)	支部研究発表会, 講演会(室蘭)要旨等
" 14号 昭46. 8 (27 頁)	支部研究発表要旨, 隨筆等
" 15号 昭46. 12 (42 頁)	昭和46年度秋季大会特集号
" 16号 昭47. 4 (53 頁)	通信欄, 解説等
" 17号 昭47. 12 (81 頁)	航空気象シンポジウム講演資料等
" 18号 昭48. 6 (63 頁)	通信欄, 解説等
" 19号 昭49. 4 (60 頁)	昭和48年度役員報告等
" 20号 昭50. 5 (59 頁)	「冬の低気圧」に関するシンポジウム予稿集等
" 21号 昭51. 4 (68 頁)	支部研究発表要旨, 解説等
" 22号 昭52. 5 (45 頁)	解説, 役員会報告等
" 23号 昭53. 4 (34 頁)	支部研究発表要旨, 解説等
" 24号 昭54. 4 (72 頁)	北海道内の気象学及びその関連分野の研究者・団体紹介等
" 25号 昭55. 4 (85 頁)	北海道内の気象学及びその関連分野の研究者・団体紹介等
" 26号 昭56. 4 (56 頁)	北海道内の気象学及びその関連分野の研究紹介等
" 27号 昭57. 4 (75 頁)	北海道内の気象学及びその関連分野の研究紹介等

支部だより	28号	昭58. 4	(59頁)	昭和57年度日本気象学会秋季大会準備実施状況等
"	29)	昭59. 6	(94頁)	夏季講座，地方講演会（帯広），14期役員選挙結果等， 地方講演会（札幌）
"	30 (合併号)			
"	31号	昭60. 6	(91頁)	支部研究発表要旨，解説，会員名簿等
"	32号	昭61. 7	(90頁)	中国気象学会訪日代表団來訪記，孫野長治氏追悼文等
細 氷	33号	昭62. 7	(177頁)	30周年記念号・支部の歴史，地方講演会（千歳）

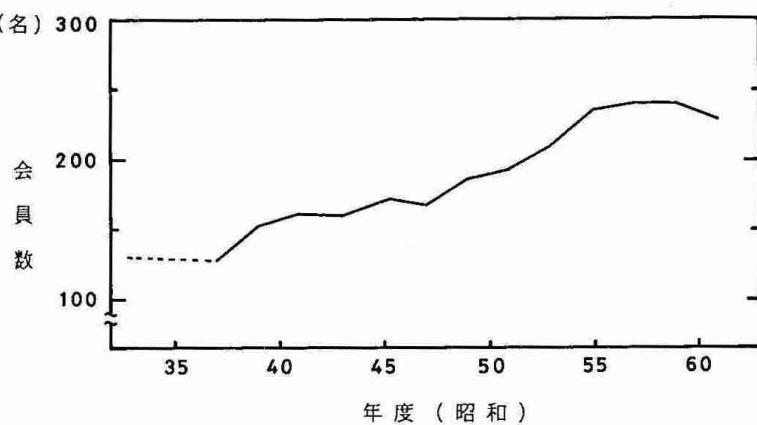
(7) 支部だより掲載の「解説」等

6号	気象観測と測器の精度	鎌本 博夫
	長期予報というもの	柏原 辰吉
	1年の札幌生活から	小泉 政美
	水温計との1年（河川結氷調査）	山本 晃
8号	42年度日本気象学会春季大会に参加して	葛西 俊之
	函館の調査業務の近況など	赤川 正臣
	旭川の冬の霧について	桜井 兼市
	南極観測越冬隊員となって	菊地 勝弘
	水素ゴム気球	桑名 十郎
9号	気象の学問と事業についての私見	内川 規一
	室蘭市の大気汚染	久保 次郎
	航空気象業務について	斎藤徳三郎
	地方に勤務して	上田 豊治
	調査業務について	青木慶一郎
13号	大気－海洋相互作用について	杉浦 次郎
	大気汚染に関する講演会後述記	井村宇一郎
	昭和基地の生活	菊地 勝弘
	そして，これから	山本 晃
14号	新たな研究者像	梶川 正弘
	大気汚染問題に対し我々の出来ること	遠藤 辰雄
	水滴の凍結実験から	桜井 兼市
	みにくい雪結晶の深情け	播磨屋敏生
	地方研究のあり方についての一私見	千島 昭司
16号	大気圏の水収支から蒸発量の測定	丸山 栄三
	気象レーダーによる降水量の観測	由田 建勝
	氷の電気担体について	志尾 弥
	「ベーリング海に関する国際シンポジウム」について	大川 隆

18号	最近の海陸風研究の動向	内田 英治
	最近の雷電気の発生についての一つの考え方	菊地 勝弘
	放射性核種によるエーロゾルの研究	角皆 静男・福田 一義
20号	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	村松 照男
21号	天気予報雑感	浅野 芳
22号	Inuvik(人間の町)に雪をたずねて	菊地 勝弘
23号	道内の気象官署における研究活動の現状	三本木 亮
24号	酸性雨について	大喜多敏一
25号	日照の隔測	矢崎 敬三
26号	雪の気候学	播磨屋敏生
27号	成層圏のオゾンについて	岩崎 俊樹
28号	やませについて 山地における降雪と積雪の分布	堀口 郁夫 山田 知充
29・30号	波動の伝播とテレコネクション	隈 健一
31号	安定成層大気内の波と乱流 斜面風について	小林 俊一 萬納寺信崇
32号	日照計の変遷 レーダーによる風の測定	本多 正 上田 博
33号	地表面付近の風と温度のふるまい 雪の流動化と雪氷混相流	花房 龍男 前野 紀一

(文責 上田 博・谷口 恒)

(8) 支部会員数の変化



なお、支部創立後10年間の歴史は、「支部だより」8号（昭和42年8月発行）にも掲載されています。

解説

地表面付近の風と温度のふるまい

札幌管区気象台技術部 花房 龍男

1. はしがき

地表面近くの大気（一般に大気境界層と呼ばれている）の振舞いを知ることは人間生活にとって非常に重要なことである。即ち、大気境界層の研究は大気大循環や気候変動とも関連して、気象学的にも重要であるばかりでなく、大気汚染、航空機の安全離着陸、ビル風、環境アセスメント等、実用的な面からも欠かせないものとなっている。しかし、その性質は上層の大気とは異なって、不均一な地表面の影響を受け、時間的にも、空間的にも大きく変化するうえに、人間の社会活動が逆に大気に影響を及ぼすことも老えられ一層複雑な様相を呈している。

ここでは、今までの観測結果をもとに大気境界層の特性の一端を覗いてみることにする。

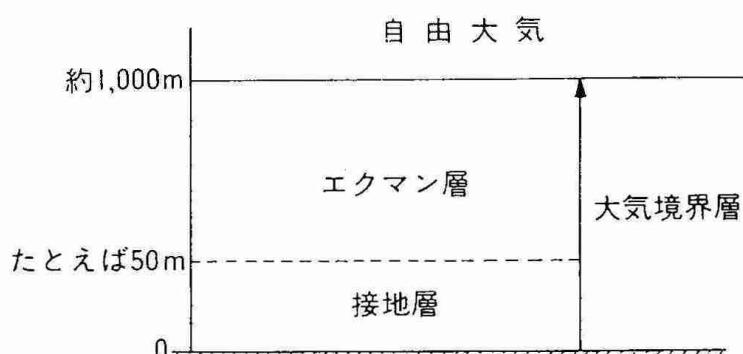
2. 大気境界層

大気境界層（planetary boundary layer）と言っても大気中にはっきりと区別された層があるわけではありません。人間が生活していく上で、大気境界層は重要な役割を果しているばかりではなく、その性質をよく理解して、よりよい環境づくりをすることが必要です。また、気象学の立場から考えると、全地球大気の約10%の質量が含まれているため、地球大気のエネルギーを議論する場合にも特に重要な層でもある。

大気の運動を引き起こす源は太陽エネルギーであるが、そのエネルギーの大部分は一度地表面で吸収された後に、熱輸送や水蒸気輸送を通して大気中に与えられている。また地表面と大気との間には応力が働いて、大気の流れが、地球の自転速度に比較して一方的に速くなったり遅くなったりしない様に調節されている。

このように地表面は熱的、力学的に非常に重要で、この地表面の影響によって、大気下層には性質の異なった層が形成されている。この層のことを大気境界層と呼んでその上空の自由大気と区別している。

別な言葉で言えば大気境界層とは地面摩擦の影響が直接及ぶ層ということができる。



第1図 大気境界層の模式図

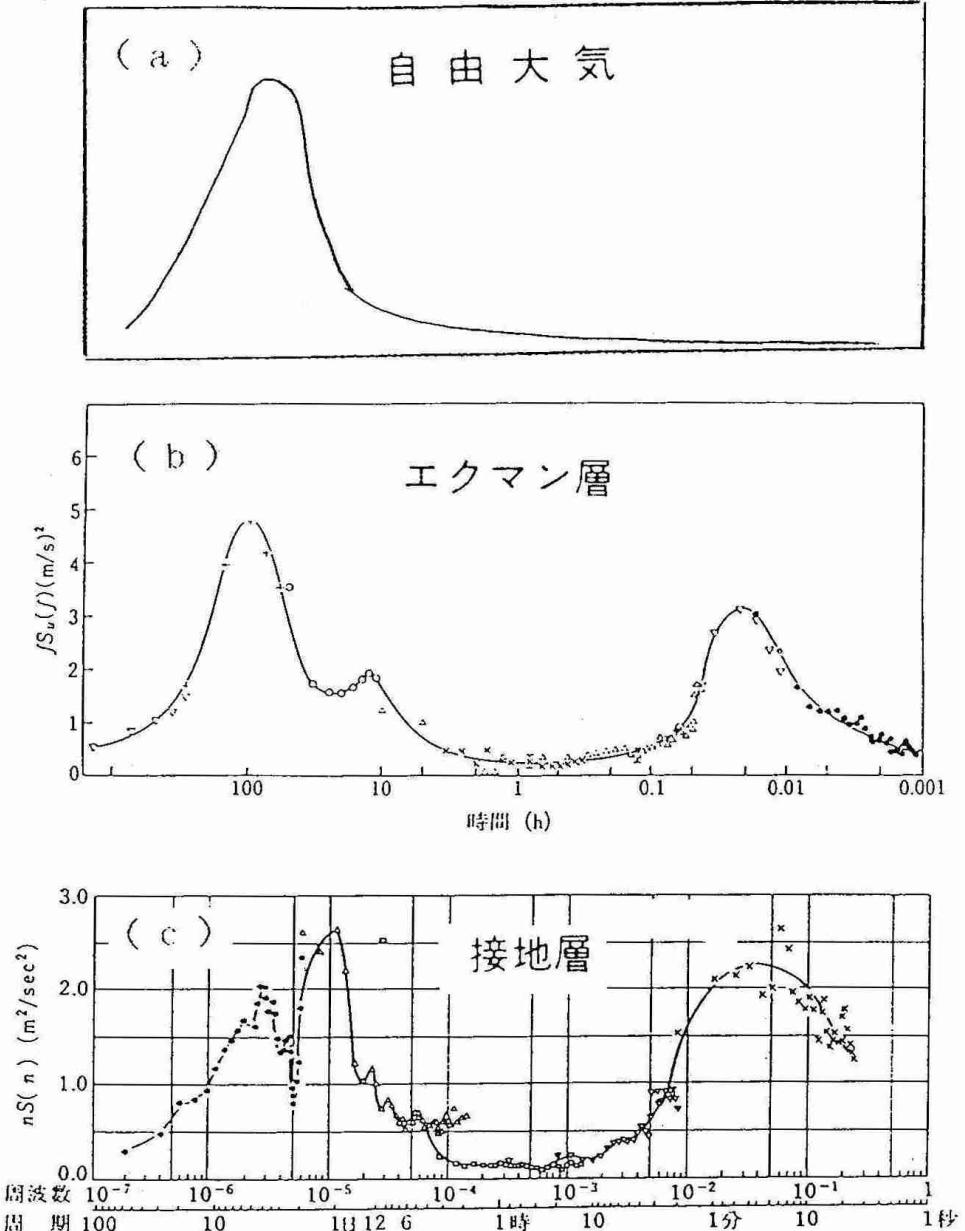
空気の動き、即ち、風の運動を示す一般的な表現式は次のようなものである。

$$\frac{\partial V}{\partial t} = 2 \Omega V \sin \phi - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} + \frac{V^2}{R} - K \frac{\partial \tau}{\partial Z} \quad (1)$$

ここで、 V ：等圧線に平行な方向の風の速さ、 Ω ：地球自転の角速度、 ϕ ：緯度、 ρ ：空気の密度、 $\frac{\partial P}{\partial n}$ ：気圧傾度、 R ：曲率半径、 K ：拡散係数、 τ ：摩擦応力、 Z ：高度

自由大気中では一般に摩擦力はコリオリ力等に比較して著しく小さく無視できる。一方、高度数10m以下の所では摩擦力が大きくてコリオリ力は考えなくて良い。このような層を接地境界層と言う。自由大気と接地境界層の間をエクマン層と呼び、この層内では、コリオリ力と摩擦力の両方を考える必要がある。接地層とエクマン層を併せて大気境界層と言う。これらを模式的に示したのが第1図である。それぞれの層の風のスペクトル（第2図）をみると、その層の特徴がよく解る。

10m高度で測定された風速変動のスペクトル(c)では地表面での凹凸の影響による変動と、1日周期の変動成分が相対的に大きくなっている。高度が高くなり100mぐらいになると(b)、1日周期の変動が小さくなるかわりに、3～4日周期の変動が卓



第2図 風速変動のパワースペクトル

(a) 自由大気

(b) エクマン層 (Van der Hoven (1957))

(c) 接地境界層 (石崎他 (1968))

越している。これはシノプティックスケールの高低気圧の通過によるものであるとされている。さらに、大気境界層をこえて自由大気中になると(a)、いわゆる高低気圧の通過による3~4日周期のエネルギーが卓越し、その他のエネルギーはほとんど無視できるほど小さいことが解る。

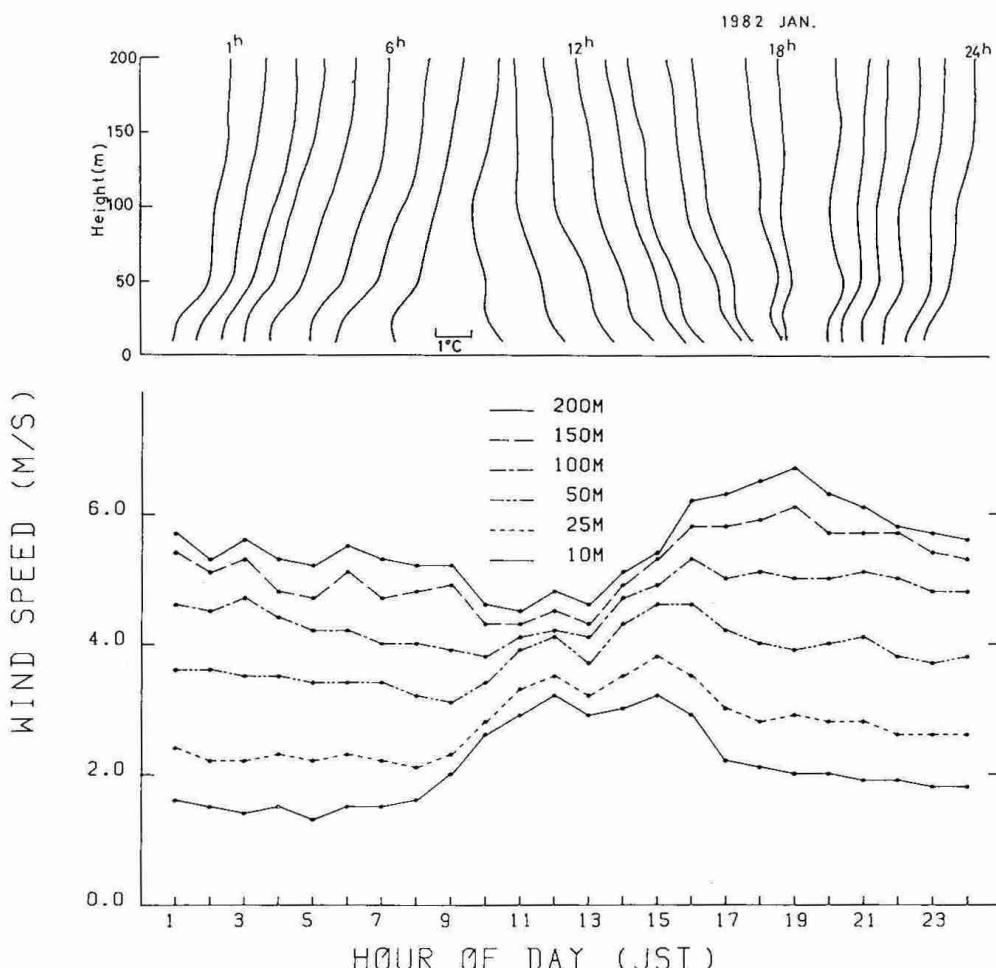
このようなことからも大気境界層の性質は単純ではなく、大気の状態や高さによって大きく変化することが解りますが、一般に日中は活動が激しく、夜間は静かになる。地球上の表面は、海、山、川、森、林や建物等が不均一に分布しているため、空気が地球の表面に沿って流れる場合、このような凹凸によって乱され、いわゆる乱流が発生する。このようにして発生する乱れを機械的な乱れ(Mechanical turbulence)と言う。

また地球表面は日射によって加熱されたり放射冷却によって冷やされたりする。したがって地表面に接している空気は暖められて上昇したり、冷やされて下降したりするために乱れが発生する。このような乱れを熱的乱流(Thermal turbulence)と言う。

このように、地表面にごく近い層の構造は地表面粗度と熱の両方の影響を受けながら絶えず変化しているので、個々の変化の時間的空間的な振舞いをすべて完全に記述することはとうてい不可能です。そこで気象要素の平均的な特性、例えば風速や気温の平均値、を調べて、それからの偏差は乱れとして取り扱うという試みがし

ばしばおこなわれている。そして、乱れの個々の運動を考えるのではなく、統計的な乱流量についてのみ考察の対象にする考え方があり、この考え方こそで確立された学問分野が統計流体力学である。

1例として気象研究所の高さ200mの気象観測塔で得られた晴れた冬の1月の平均的な風速分布と気温分布の時間変化を見



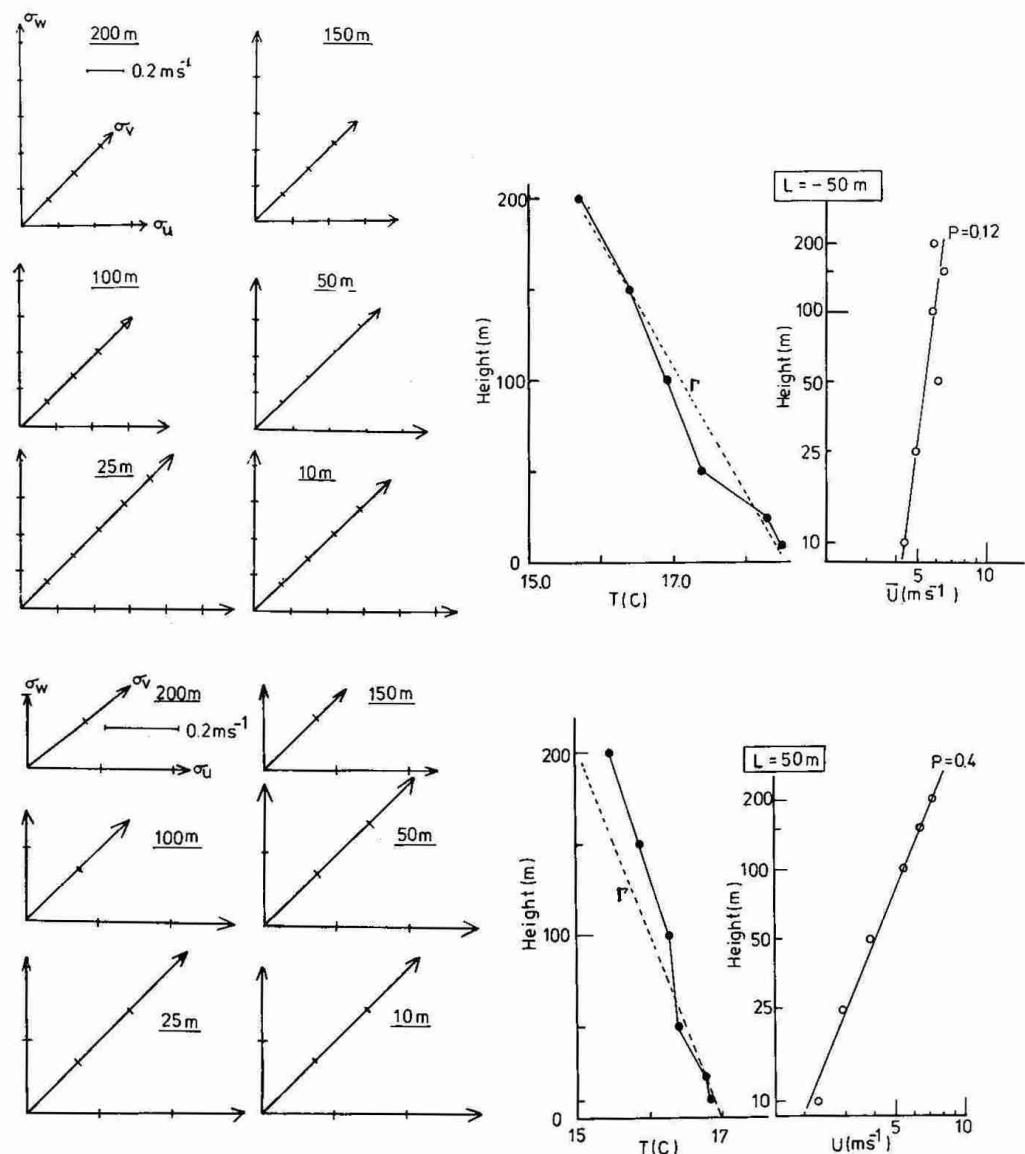
第3図 風速分布と気温分布の時間変化

(1982年1月気象研究所観測塔資料より)

てみましょう（

第3図）。

早朝は放射冷却により下層が冷やされるため上空程気温が高い、いわゆる接地逆転層がみられ、9時ごろにはほぼ200m全層にわたって等温層となり16時過ぎまで不安定層となっている。18時ごろになるとまた接地逆転層が形成され始める。それに対応して風速分布は早朝はウインド・シヤ(wind shear)が大きく、日中は対流が盛んで上下の混合が激しくなるのでウインド・シヤが



第4図 風速変動と風速及び気温の鉛直分布の関係

(上図: 不安定の場合、下図: 安定な場合)

小さくなる傾向が認められる。風速勾配に関連して、代表的な渦の形を風速変動の標準偏差で表してみると第4図のようになる。これは3次元超音波風速計で測定したもので、不安定になると相対的に縦長の渦が卓越するので、風速勾配が小さくなり安定になると渦が平たくなり風速勾配が大きくなる傾向が明瞭に認められる(Hanafusa et al. (1986))。

このように大気境界層の構造については最近は観測技術も発達して多くの研究成果が得られているが、その現象は複雑多岐にわたっているので、必ずしもすべてのことが完全に理解されたとは言い難い所がある。

以下大気境界層中における風と気温の振舞について述べてみる。

3. 大気境界層の厚さ

大気境界層の厚さは大体どの位のものであろうか？この高さは大気の安定度、地表面の粗さ、風速等によって決定されると考えられているが、その値を決定することはそう簡単なことではない。

Counihan (1975) は中立大気の場合は風速や地表面粗度に関係なく平均して 600m としている。一方、Davenport (1963) は中立大気の境界層の厚さは地表面の粗度 (z_0) のみの関数として $z_0 = 0.03 m$ で 300 m, $z_0 = 3 m$ で 600 m と粗度が大きくなるにつれて境界層の厚さも大きくなるとしている。

また、Hanna (1969) や Tennekes (1973) は中立大気の境界層の厚さはコリオリ力に対する地表面の摩擦速度 u_* の比として与えられるとし次のような実験式を提案している。

$$\delta = c u_* / f_c \quad (2)$$

ここで f_c はコリオリパラメータで中緯度では $f_c \sim 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ である。c の値は約 0.25 とされている。 u_* の算定はよく知られている次式で示されるような地衛風抵抗法則から求めることができる。

$$\ell n \frac{G}{f_c z_0} = A + \ell n \left(\frac{G}{u_*} \right) + \left[\frac{K^2 G^2}{u_*^2} - B^2 \right]^{1/2} \quad (3)$$

ここで G は地衛風速で k はカルマ
ン定数 (= 0.4) A, B は定数で、実
測で決められるものであるがバラつき
が大きく大体の目安として

A : 0 ~ 2

B : 4 ~ 6 の値をとる。

A, B の定数のとり方によって大気
境界層の値は変化するが大体 δ は第 1
表のような値となる。大気の成層状態
が中立でない場合には境界層の厚さは
次式によって表わされるとし（

Businger & Arya (1974)、
Wyngaard (1975) 等）、 u_* は(2)
式の A, B の定数が安定度によって変
化するとして求められる。

$$\delta = a (L u_* / f_c)^{1/2} \quad (4)$$

第1表 粗度長 (Z_0) と大気境界層の厚さ (δ) の関係

Z_0 (m)	G (m/sec)	δ (m)
0.01	5	500
	10	1000
	20	1900
0.1	5	650
	10	1200
	20	2200

例えば Arya (1977) は A, B に対して次のような式を提案している。

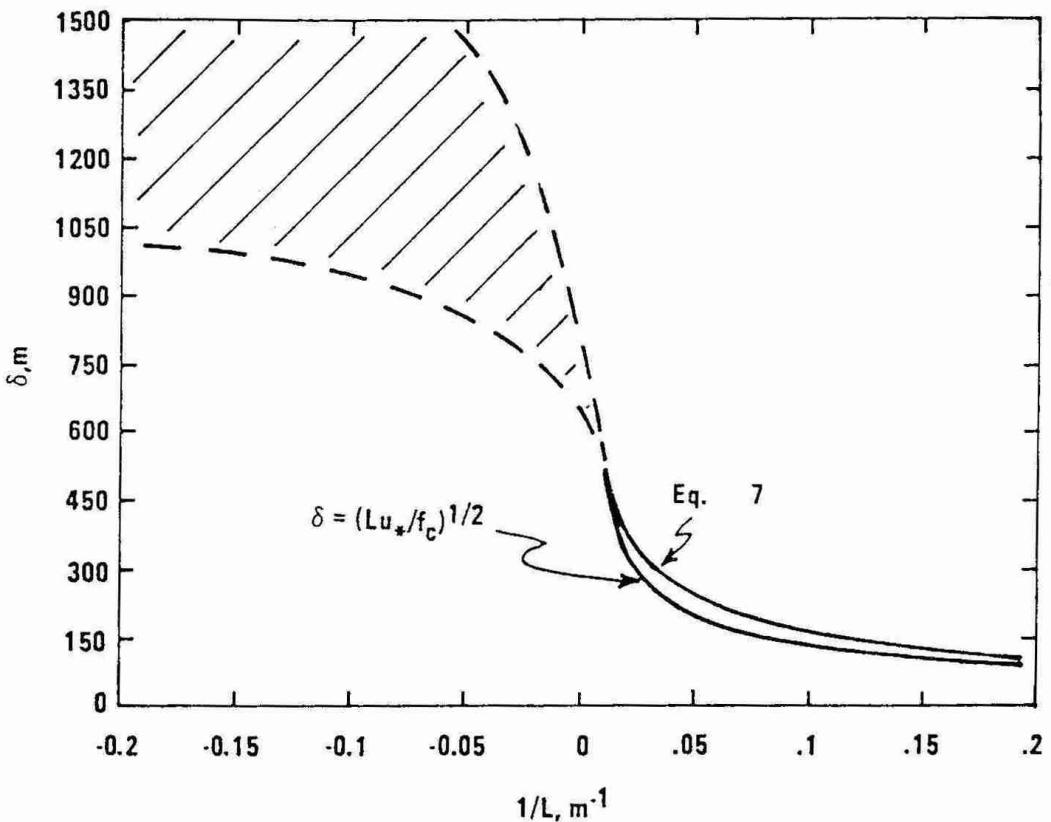
$$A = \ell n (\delta / L) - 0.96 (\delta / L) + 2.5 \quad (5)$$

$$B = 1.15 \delta / L + 1.1 \quad (6)$$

さらに、Deadorff (1972) は補間式として

$$\delta = \left[\frac{1}{30L} + \frac{f_c}{0.25u} + \frac{1}{Z_T} \right]^{-1} \quad (7)$$

ここで Z_T は
tropopause (圈界面) の高さで、
 L はモニン・オ
ブコフの長さ (後述) である。
 $G = 10 \text{ m/sec}$,
 $z_0 = 0.01 \text{ m}$,
 $Z_T = 10 \text{ km}$,
 $f_c = 10^{-4} \text{ sec}$,
 $a = 1$ の場合
を第 5 図に示す
(after
Snyder(1981))。



第 5 図 地衡風速による典型的な境界層の厚さ

4. 風速と気温の鉛直分布

議論を簡単にするため、水平方向には一様である場を考え、鉛直方向の分布に重点をおいて考えることにする。

風速の鉛直方向の分布は地表面が rigid で動かないで当然の事ですが、地表面では風速は 0 となる。従って一般には風速は高度と共に増加するものと考えるのが自然です。1 時間あるいはそれ以上の時間平均をとると、平均風速は境界層中では高さと共に増加していますが（第 6 図）、10 分間位の平均では必ずしも上空程風速が大きくなっていない場合もあります。第 7 図は気象研究所の気象観測用鉄塔の 10 分間の平均風速の逆転の場合の一例を示したものです。大気の成層状態が相対的に不安定な場合に多く発生していますが、その発生率は高々 3 % 位です。このような特殊な場合を除いて一般的な風速の鉛直分布と温度分布について調べてみる。

風速の平均風向方向の運動量輸送量を τ_x とすると、K 理論から平均風速 U と運動量との間には次のよ

うな関係式が導き出される。

$$\tau_x = K_m \rho \frac{\partial U}{\partial Z} \quad (8)$$

ここで K_m は運動量に対する拡散係数で次元は $L^3 T^{-2}$ である。

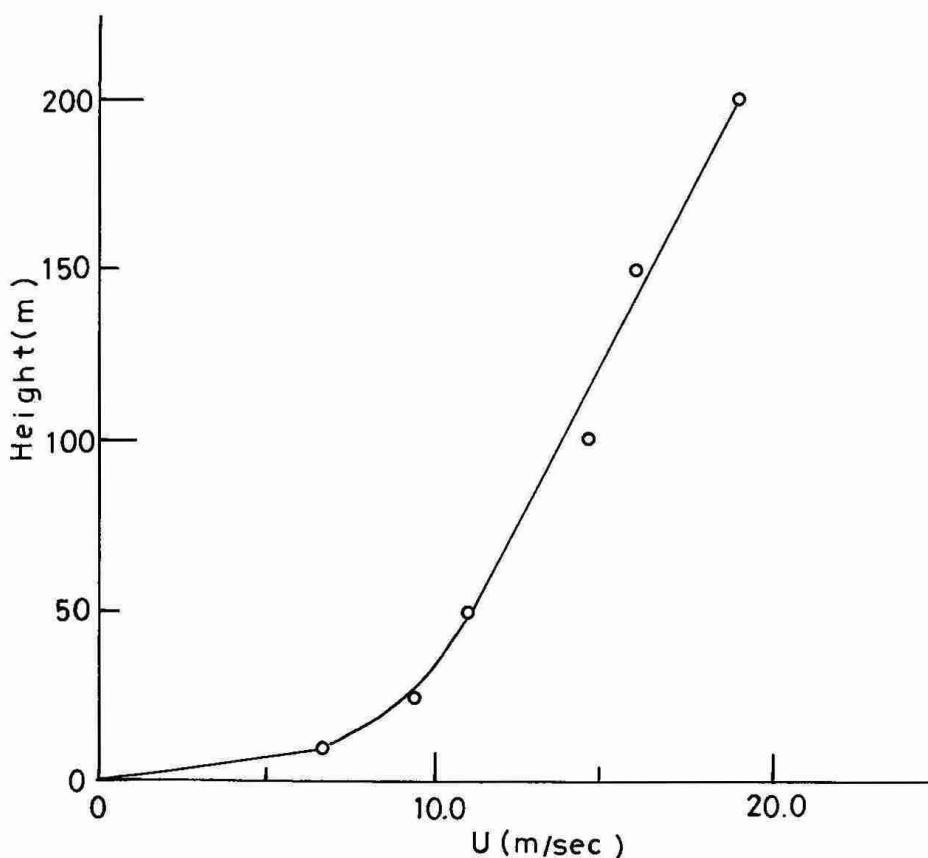
拡散係数 K_m は、風速変動の中に含まれている代表的な渦の大きさと渦の代表的な速度に比例すると仮定する。渦の大きさは、地表面という境界条件があるので、測定場所の高度 Z に比例すると考え、渦の速度は速度の基本的スケール摩擦速度 u_* に比例するとすれば（後述する）、拡散係数は次式で表される。

$$K_m = k u_* Z \quad (9)$$

一般に地表面は滑らかではないので地表面に極く近傍でも K_m は零にはならない。そこで、高さ Z での平均風速 $U(Z)$ が零となる高さを新しく定義し（この高さを z_0 とする）、 $Z > z_0$ の範囲でのみ風速分布を考えることにすると、次式が導かれる。

$$K_m = k u_* z_0 \quad (10)$$

地表面でも拡散係数が渦の大きさと渦の速度の積で表されるとすれば、 z_0 は地表面での渦の大きさを示すことになる。したがって、地表面が粗になればなるだけ、 z_0 が大きくなり、渦の大きさも大きくなる。それ故、 z_0 は地表面の粗さの尺度となり粗度長（Roughness length）と呼ばれている。 z_0 の値は測定した風速プロファイルを片対数にプロットして $U=0$ となる点を探る（第 8 図）。 k はカルマン定数と呼ばれ、風洞実験での平滑壁上の速度分布から実験的に決定されたものと同じく 0.4 に近い値が採用されている。数年前、アメリカの Kansas で行われた野外実験結果からこのカルマン定数は、0.4 ではなく 0.35 に近い値であることが報告されていたが、測器設置場所の不適当さが指摘され、現在ではまた 0.4 が一般的に使用されている。



第 6 図 平均風速分布の 1 例（気象研究所観測塔資料）

いろいろな地表面の状態に対する z_0 の値が第2表に示してある。

(8) 式と (10) から

$$\frac{\partial U}{\partial Z} = \frac{u_*}{kZ} \quad (11)$$

u_* は高さによらず一定として $Z = z_0$ から任意の高度まで積分すると

$$U = \frac{u_*}{k} \ln \frac{Z}{z_0} \quad (12)$$

これが大気の成層状態が中立の場合の風速分布である。大気の成層状態が中立でない場合には次のような考え方方が一般になされている。

定常で水平方向に一様な気層を考えて、その気層中の乱流状態にある風速や気温の各種乱流統計量を次のような3つの物理量で表そうとする試みがなされた。

$$\text{速さ : 摩擦速度 } u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}}$$

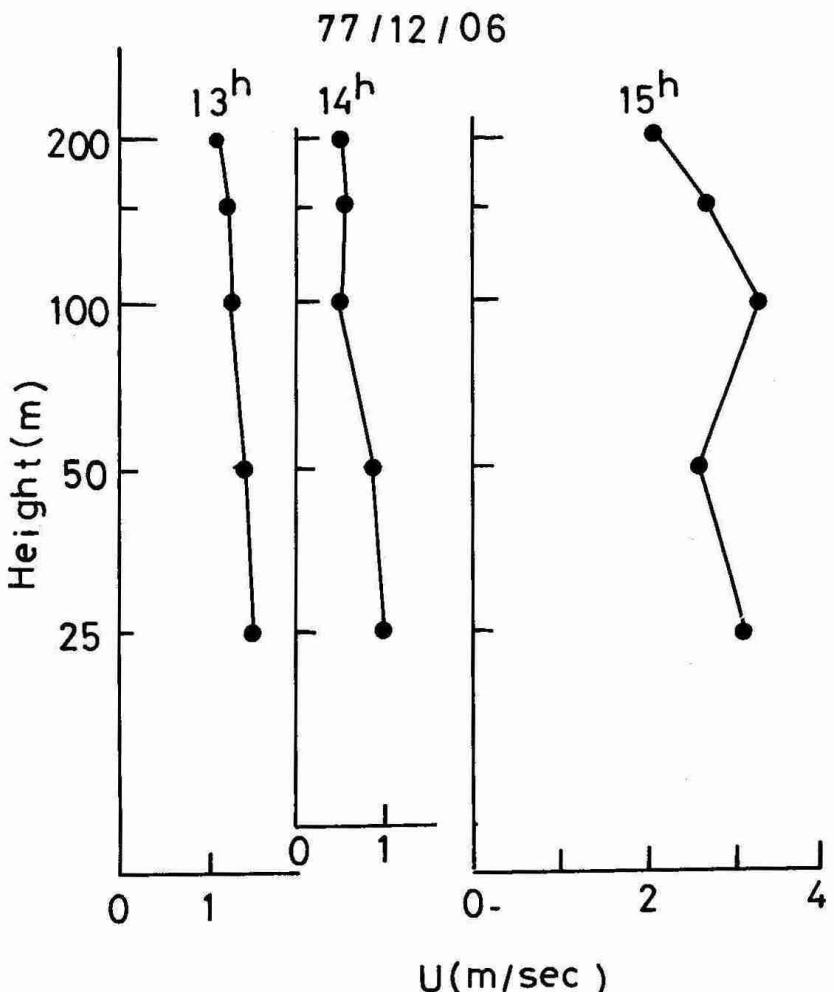
$$\text{温度 : 摩擦温度 } T_* = \frac{-H}{c_p \rho u_*}$$

$$\text{長さ : モニン・オブコフの長さ } L = - \frac{u_*^3 c_p \rho T}{k g H_0}$$

ここで τ / ρ は地表における摩擦応力で $H_0 / C_p \rho$ は鉛直熱フラックス、および g / T は浮力のパラメータである。

3つの基本量は高さに依存せず一定と考えられ、乱流状態にある風速や気温の各種統計量（平均値、分散、共分散、スペクトルなど）は独立変数としての地上高 Z は別として、上記の3つの量だけで一義的に決定されたとした。これが接地層におけるモニン・オブコフの相似則（similarity theory）といわれるものである。したがって接地層における風速および気温についての平均値や標準偏差等の乱流統計量を F とし上記に述べた3つの基本的スケールでつくった F_0 と同じ次元を持つ量を F_0 とすればモニン・オブコフの相似則によって次式が成立することになる。

$$F / F_0 = g F (Z / L) \quad (13)$$



第7図 風速の逆転時の分布例

風速分布に対するシヤー関数を ϕ_m とすると次の様な半実験式が提案されている。

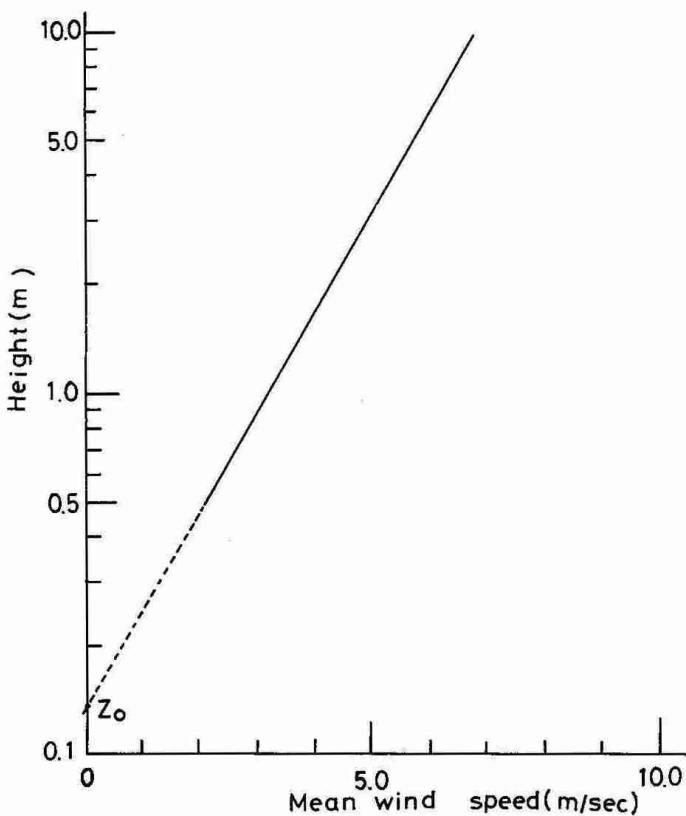
$$\phi_m = (1 - 16 Z/L)^{-1/4}, Z/L < 0 \quad (14)$$

$$\phi_m = 1 + 5 Z/L, \quad Z/L > 0 \quad (15)$$

$$\phi_m = (1 - 15 Z/L)^{-1/3}, Z/L < 0 \quad (16)$$

値そのものについては (14) 式でも (16) 式でも大きな差はないが理論的には (16) 式の方が自由対流の場合の状態をよく表現している。参考のために (14) 式の変化の様子を第9図に示す。

運動量に対する拡散係数 K_m と熱に対する拡散係数 K_h が等しいとすると温度分布に関するシヤー関数 ϕ_h も (14) — (16) 式と同じになる。Panofsky (1968) は大気が安定な場合は ϕ_n と同じであるが不安定な時の ϕ_n は次式で示されるとしている。



第8図 風速の鉛直分布と Z_0

$$\phi_h = (1 - 15 \cdot Z/L)^{-1/2}, \quad Z/L < 0 \quad (17)$$

安定な場合

$$\phi_h = 1 + 5 Z/L, \quad Z/L > 0 \quad (18)$$

最近になって Businger 等 (1971) は $K_m \neq K_h$ として次のような式を提示している。

$$\phi_h = 0.74 (1 - 9 \cdot Z/L)^{-1/2} \quad (19)$$

$$\phi_h = 0.74 + 4.7 \cdot Z/L \quad (20)$$

いずれの式においても値そのものについては大差はない。

(14) 式及び (17) 式を Z について積分すると風速と温度の鉛直分布が求められる。

$$\frac{U}{u_*} = \left(\frac{1}{k} \right) \left\{ \ell_n(Z/z_0) - 2 \ell_n \left\{ \frac{1}{2} (1 + 1/\phi_m) \right\} - \ell_n \left\{ \frac{1}{2} (1 + 1/\phi_m^2) \right\} + 2 \tan^{-1}(1/\phi_m) - \pi/2, \text{ただし } \phi_m = (1 - 15/L)^{-1/4}, Z/L < 0 \right\} \quad (21)$$

$$\frac{U}{u_*} = \ell_n Z/z_0 + 5 Z/L, \quad Z/L > 0$$

$$\left. \begin{aligned} (\theta - \theta_0)/\theta_* &= \ell_n(Z/z_0) - 2 \ell_n \left\{ (1 + 1/\phi_n)^2 \right\}, \quad Z/L < 0 \\ (\theta - \theta_0)/\theta_* &= \ell_n(Z/z_0) + 5 Z/L, \quad Z/L > 0 \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

第2表 いろいろな地表面上の粗度長 (Z_0)

NASA-TMX-64757(1973)

Pasquill (1971)

面のタイプ	Z_0 (m)	面のタイプ	Z_0 (m)
泥面	$10^{-5} \sim 3 \times 10^{-5}$	滑らかな氷	10^{-4}
滑らかな海面	$2 \times 10^{-4} \sim 3 \times 10^{-4}$	短く刈った草原	10^{-3}
砂面	$10^{-4} \sim 10^{-3}$	低草原 (10cm)	10^{-2}
雪面	$10^{-3} \sim 10^{-2}$	高い草原	3×10^{-2}
刈った草原	$10^{-2} \sim 4 \times 10^{-2}$	農作地帯	$1 \sim 3 \times 10^{-1}$
休耕地	$2 \times 10^{-2} \sim 3 \times 10^{-2}$	森林・都市	1
高い草原	$4 \times 10^{-2} \sim 10^{-1}$	Jackson (1977)	
小型の椰子	$10^{-1} \sim 3 \times 10^{-1}$	地面のタイプ	Z_0 (mm)
都市郊外	1 ~ 2	低草原、草	1 ~ 10
都市	1 ~ 4	耕地、砂丘	10 ~ 100
		都市郊外、森林	200 ~ 1000
		都市中心	1000 ~ 4000

これらを図で示したのが第10図および第11図である。この図では Z_0 の値は 0.01 mとした。

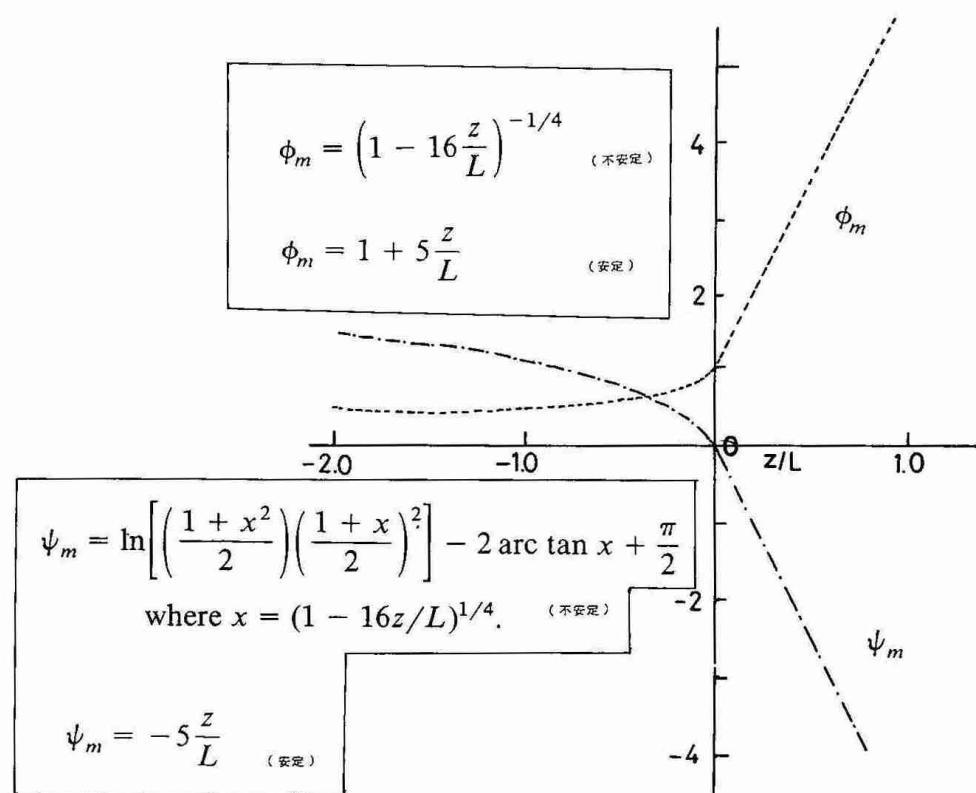
いずれの式も適用範囲はせいぜい $|Z/L| \leq 1 \sim 2$ であるから、大気境界層全体に適用する法則が必要となる。その一つとして風速分布に対して次のようなべき法則がよく使用されている。

$$U = U_1 \left(\frac{Z}{Z_1} \right)^p \quad (23)$$

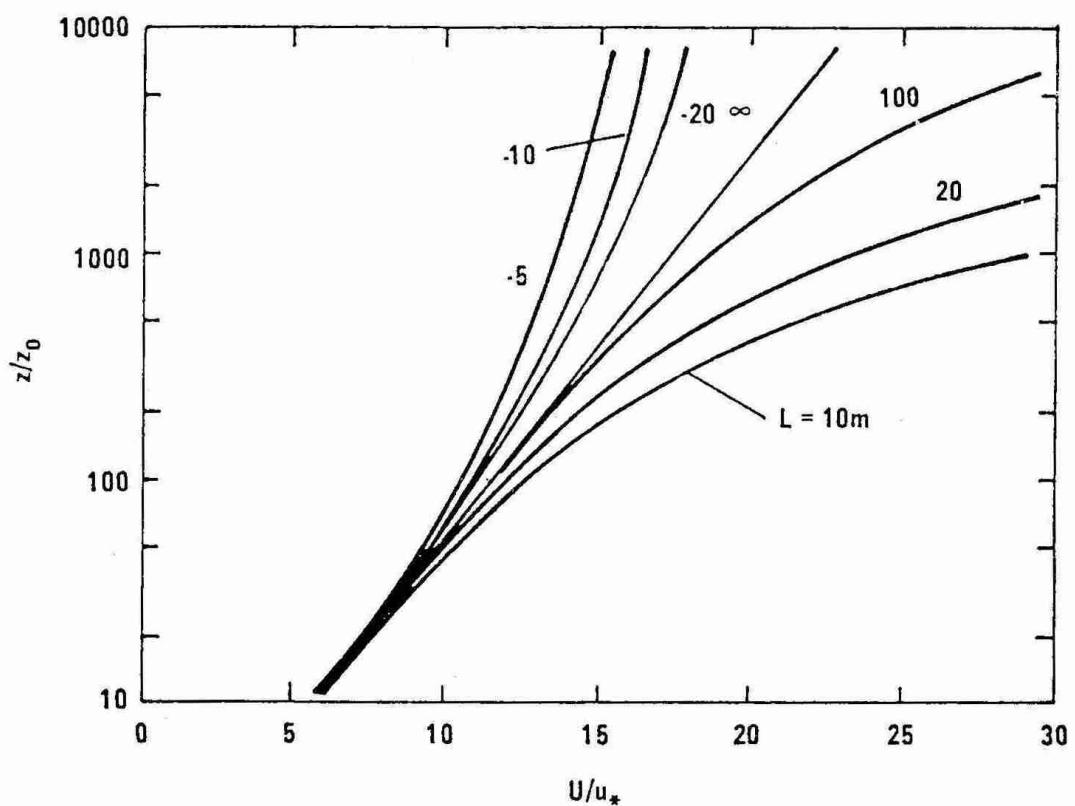
ここで U_1 は高度 Z_1 における風速である。Pはもちろん地表面の粗さや大気の安定度の関数であるが、大気が中立の場合には、先に述べた風速の対数分布と結合させて次のように書き換えることができる。

$$P = \frac{1}{\ln(Z/z_0)} \quad (24)$$

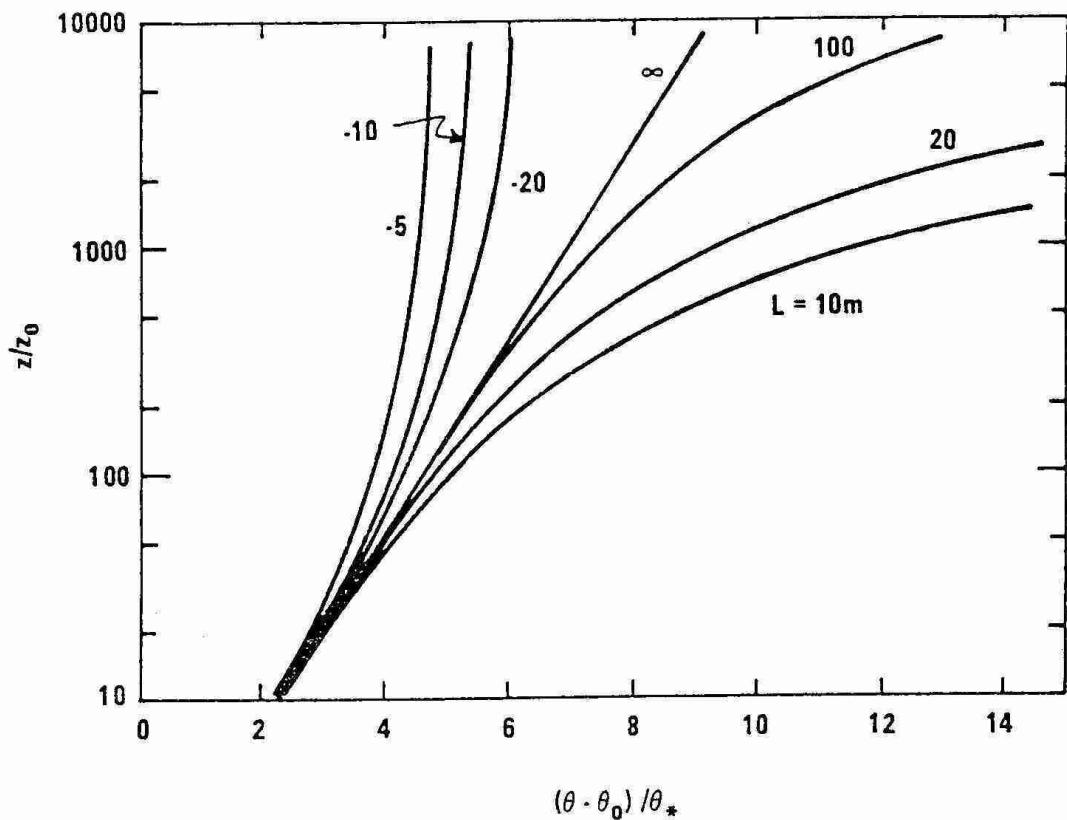
ここで $z_0 = 0.01$ m、 $Z = 0.1$ mとすると $P = 1/7$ となり平坦な表面上の風速鉛直分布に近い値となる。いろいろの地形上における P の値の例を第3表に示してある。すべて大気の成層状態は中立の場合である。Pの値は大気の安定度と地表面粗度 z_0 の関数で、Panofsky & Dutton (1984)によれば、次のよ



第9図 シヤ関数と安定度の関係



第10図 風速の鉛直分布



第1-1図 温度の鉛直分布

うに表すことができる。

$$P = \frac{\phi_m(Z/L)}{\ln(z/z_0) - \psi_m(Z/L)} \quad (25)$$

$$\text{ここで } \psi_m = \ell n \left[\left(\frac{1+x^2}{2} \right) \left(\frac{1+x}{2} \right)^2 \right] - 2 \arctan x + \frac{\pi}{2}$$

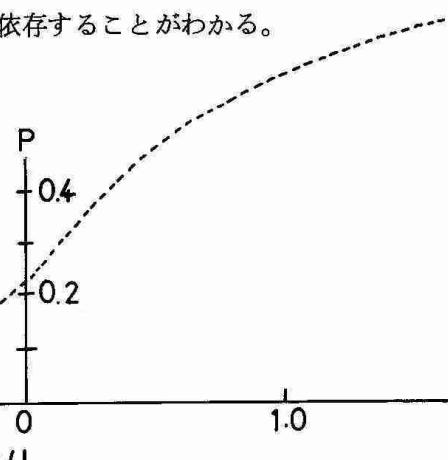
$$X = (1 - 16 Z/L)^{1/4}$$

ここで、 $Z = 10\text{ m}$ 、 $z_0 = 0.1\text{ m}$ の場合について P の値の変化を第1-2図に示す。大気が不安定の時は z_0 に大きく依存し、大気が安定になると大気の安定度に大きく依存することがわかる。

$$P = \frac{\phi_m(z/L)}{\ln(z/z_0) - \psi_m(z/L)}$$

$$Z_0 = 0.1\text{ m}$$

$$Z = 10\text{ m}$$

第1-2図 べき指数 p と安定度の関係

第3表 いろいろな地表面上におけるべき指数

(強風, 断熱状態)

	研究者	場所	測定高 (ft)	地表条件	P
1	Goptarev	カスピ海	166	内海の岸辺近く	1/10.5
2	Juu l	Masned sund デンマーク	182	平らな海岸	1/8.3
3	Scrase	サリスバリー平原 英 国	43	垣根や樹木のない開けた草原	1/7.7
4	Wing	Ballybunion アイルランド	492	平坦な樹木のない草原 (海岸より1/2里)	1/7.4
5	Sherlock	アンアーバー 米 国	250	開けたやや起伏のある農地	1/7
6	Taylor	サリスバリー平原 英 国	—	垣根や樹木のない開けた草	1/7
7 a	Giblett	カーディントン 英 国	150	孤立樹のある平らな農地	1/7.8
7 b	Frost	"	350	"	1/5.9
7 c	Frost	カーディントン 英 国	1,000	孤立樹のある平らな農地	1/6.7
8	Deacon	セイブル オーストラリア	503	いくらか樹木のあるやや起伏のある放牧地	1/6.25
9	Heywood	リーフィールド 英 国	313	低い石壁と垣根で分割された平地	1/5.9
10	亀井	日本	—	凹凸のある海岸	1/5
11	Wax	Orkney島	118	海に臨む崖から1/3里離れた草のある丘	1/4.6
12	Huss および Portman	Akron 米 国	352	多くの灌木や小さい灌木のあるゆるい起伏の田園	1/4.55
13	Franken-borger およびRudloff	クワイックボルン ドイツ	230	周囲に多くの樹や垣根のある平らな牧場	1/4.35
14a	Smith	アブトン 米 国	410	一様な生育不良な高さ30mの「かし」 や「まつ」の平地	1/4
14b	Panofsky	"	410		1/3.3
14c	米国気象局	"	410		1/2.9
14d	"	"	410		
15	塩谷*	国分寺 東京	145	林や烟のある住宅地	1/4.0
16	亀井	日本	—	3つの日本の町	1/3
17	東京管区気象台	東京タワー 東京	659	市街地	1/4.0
18	Dines	ファーンボロー 英 国	1,650	森林のある農場	1/2.8
19	Jensen	コペンハーゲン	242	大都市中心	1/2.3
20	Taylor	エッフェル塔 パリ	900	"	1/2
21	Rathbun	エンパイアステートビル ニューヨーク	1,263	"	1/1.6

(塩谷(1979)による)

5. 風速変動及び温度変動の標準偏差

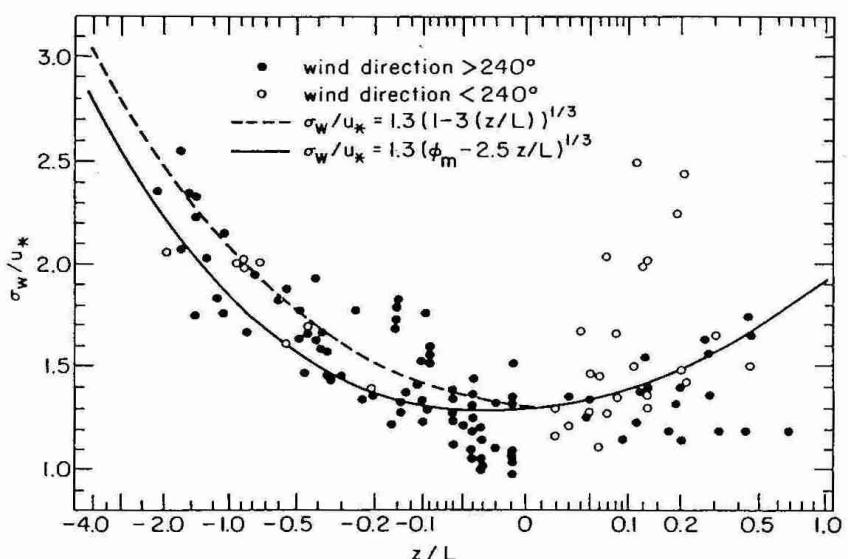
摩擦速度 u_* 及び摩擦温度 T_* で基準化された風速変動の標準偏差は接地層においては Monin - Obukhov の相似則に従うとされている。機械的な乱れが卓越しているような強風の場合には各風速変動の標準偏差はそれぞれ次のように書き表すことができる。

$$\sigma u = A u_*, \quad \sigma v = B u_*, \quad \sigma w = C u_* \quad (26)$$

ここで A, B, C は定数であるが、必ずしも統一されているものではなく、平均的な値として次のようになっている。

A : 1.7 - 3.0, B : 2.0 - 2.5, C : 1.25 - 1.3

風の鉛直成分の標準偏差、 σ_w は地表面という境界があるため高さを固定すると、それ以上の大きさの渦が発生しにくいため低周波数側のエネルギーが相対的に小さくなる関係で、Monin - Obukhov の相似理論に比較的よく従うとされており、次のような実験式が提案されている。
(第13図)。

第13図 風の鉛直成分の標準偏差 σ_w と安定度との関係

$$\sigma_w / u_* = 1.3 \{ 1 - 3 (z/L) \}^{1/3} \quad (27)$$

$$\sigma_w / u_* = 1.3 (\phi_m - 2.5 z/L)^{1/3} \quad (28)$$

さらに大気が非常に不安定の場合には、摩擦速度 u_* の代わりに w_* ($= g H h / c \rho T$) $^{1/3}$ を使って、

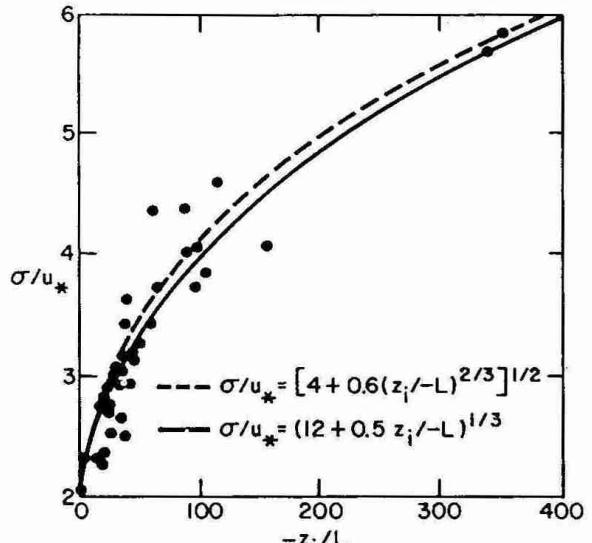
$$\frac{\sigma_w^2}{w_*^2} = 1.8 \left(\frac{Z}{h} \right)^{2/3} \quad (29)$$

[Wyngaard et al. (1971)]

が提案されている。

一方、 σ_u 、 σ_v は、地表面の境界の影響は σ_w に比較して小さいので必ずしも Monin - Obukhov の相似則に従わない場合がある。なぜなら地表面の影響よりもっとスケールの大きいものに支配され易いので平均値と変動値を明確に分離することが困難になり、その結果、標準偏差の値が観測時間や観測高度によって変化するからである。
 $\sigma_u = u_*$
 $\phi_u (Z/L)$ 、 $\sigma_v = u_* \phi_v (Z/L)$ とい
て求めた実験式、および観測結果を第14図に示す。

[Panofsky et al. (1977)]

第14図 風の水平成分の標準偏差 σ_u 、 σ_v と安定度の関係

$$\sigma_{u,v} = u_* \left(12 + \frac{h}{2L} \right)^{1/3} \quad (30)$$

h/L が充分大きい時は

$$\frac{\sigma_{u,v}}{w_*} = \left(\frac{k}{2} \right)^{1/3} = 0.58 \quad (31)$$

成層が安定な場合には、次の様な理由により σ_u , σ_v の挙動は非常に複雑になる。

- 1) 波動の存在
- 2) 地形性傾斜によって生じる重力波
- 3) σ や u_* の相対的に小さい値を測定することの困難さ。

温度変動に対しても $\sigma_t = T_* \phi_\theta$ (Z/L) において ϕ_θ の関数形を決める試みがなされているが必ずしも統一されたものはいまの所ない（第15図）〔Wesely et al. (1970)〕。

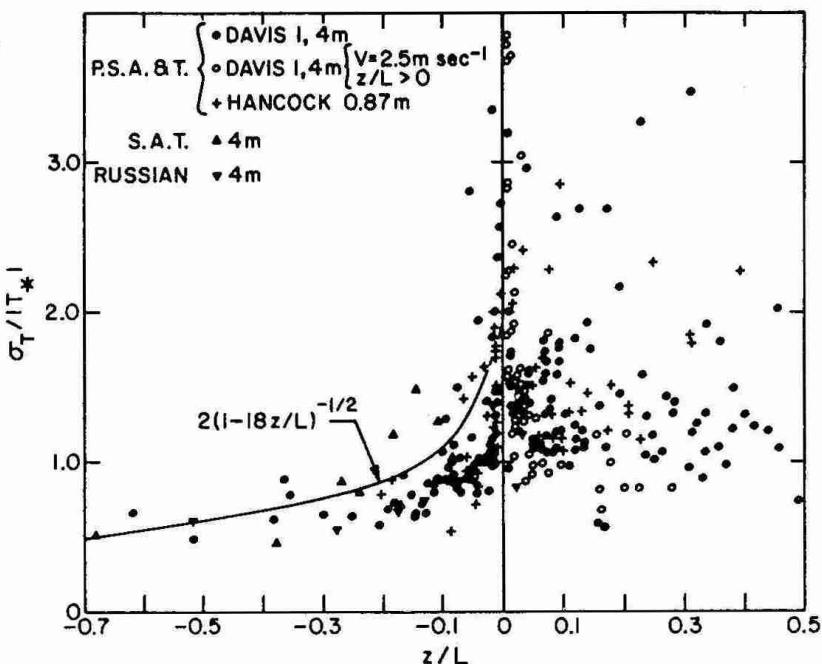
6. スケールとスペクトル

大気中にはいろいろの大きさの渦が混在していることは前にも述べたが、乱れを代表する長さ、あるいはいろいろの大きさの渦がどのような割合で分布しているかを知ることも境界層の性質を知る上で重要である。自然界では地表面の粗度、熱等によって渦の大きさが決められるので一意的に代表的なスケールを決めるることは困難であるが、次の2つの方法が考えられる。

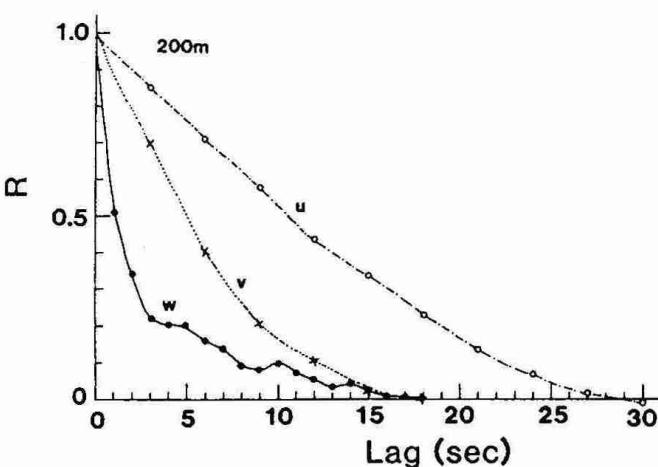
その1つは風速変動等の自己相関関数を積分することによって求められる積分スケール (Integral scale) で次式で表される。

$$\ell = \int_{-\infty}^{\infty} R(\tau) d\tau \quad (32)$$

ここで $R(\tau)$ は自己相関関数である。自然界では $R(\tau)$ は風速変動にトレンド等がある場合には τ を大きくしても $R(\tau)$ は0に収束しない場合（第16図）があるので、そのような場合には上式からスケールを決定することはできない。



第15図 温度の標準偏差 σ_t と安定度の関係



第16図 風速変動の自己相関関数の例

これに対して、風速変動等のパワースペクトルを $S(f)$ とした場合 $f S(f)$ が最大となる周波数の $1/f$ をとる方法がトレンドのある場合でも一意的にスペクトルスケールを決定することができるので便利である(第17図)。しかし、一般に $f S(f)$ の値はあまり明瞭なピークを持たないことが多いので、 $f S(f)$ が最大値をとる周波数 f_{max} を決めることが難しい。 $1/f_{max}$ の値は普通 ℓ に比較して 4~6 倍大きいとされている。スペクトルスケールは大気の安定度や高さあるいは地表面粗度の関数として考えられるが中立の場合に限って、ESDU (Engineering

Science Data Unit) では次のような値が提案されているので参考のためにあげておくことにする。

ここで、 $Z = Z - d$ で有効高さ (effective height) である。

x は流れ方向 y は流れに直向する水平方向、 Z は鉛直方向で、それぞれの方向の変動成分を u , v , w とすると、それぞれのスペクトルスケールは次式で表されるとしている。

$\tilde{Z} > 1000 Z_0^{0.18}$ の場合

$$x_{Lu} = 2^y_{Lu} = 2^z_{Lu} = 2^x_{Lv} = 2^z_{Lv} = 280 \text{ (m)}$$

$\tilde{Z} \leq 1000 Z_0^{0.18}$ の場合

$$\left. \begin{aligned} x_{Lu} &= 25 \tilde{Z}^{0.35} / z_0^{0.063}, \quad y_{Lu} = 10 \tilde{Z}^{0.38} / z_0^{0.068}, \quad z_{Lu} = 6.3 \tilde{Z}^{0.45} / z_0^{0.081} \\ x_{Lv} &= 5.1 \tilde{Z}^{0.48} / z_0^{0.086}, \quad z_{Lv} = 3.1 \tilde{Z}^{0.55} / z_0^{0.099} \\ x_{Lw} &= y_{Lw} = 0.35 \tilde{Z} \text{ か } 140 \text{ m の小さい方} \end{aligned} \right\} (33)$$

ここで添字 m は平均高度を表わす。

これらの変化の様子を第18図に示してある。

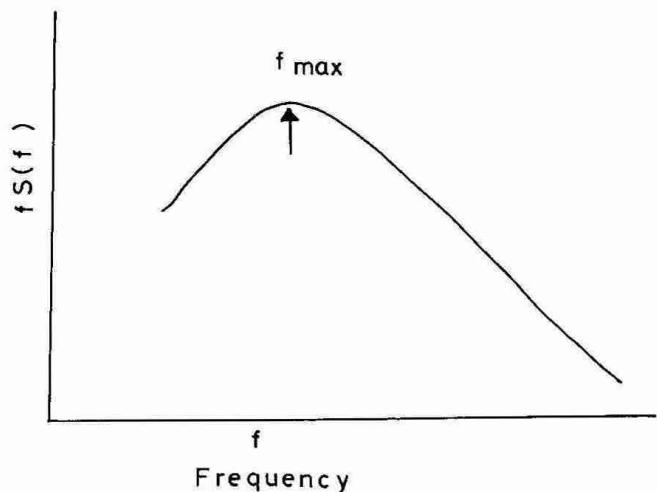
大気の安定度による依存性については不安定になると大きくなり、安定になると小さくなる傾向があるが、明確には未だ定まっていない。

風速変動のスペクトルに関しては、スペクトルの全体の形を決定する為の努力がなされてきた。風の鉛直成分のスペクトルは他の風速成分や温度変動のスペクトルに比較してまとまり易いといわれている。

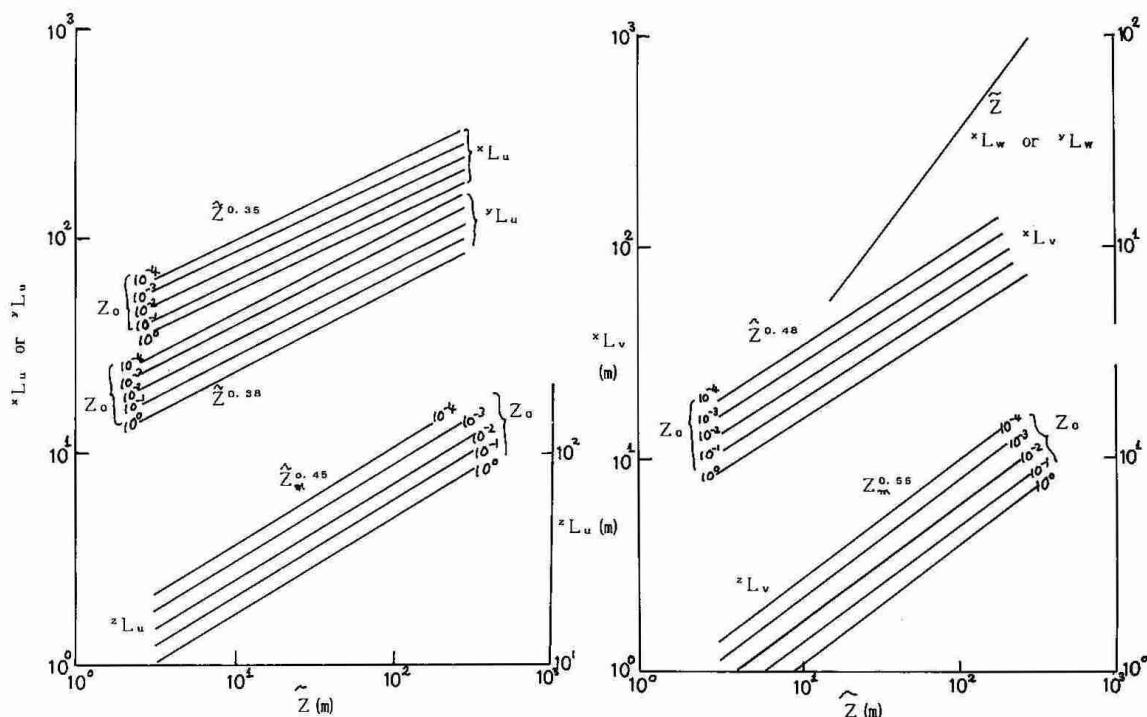
Kaimal et al.(1972)の結果の1例を示すと次のようになる(第19図)

$$\frac{f S_w(f)}{u_*^2} = \frac{2n}{[1 + 1.5(n/n_m)]^{1/a}} \quad (34)$$

a : 定数 $1 > a > 0.6$



第17図 風速変動のスペクトルスケールの算定



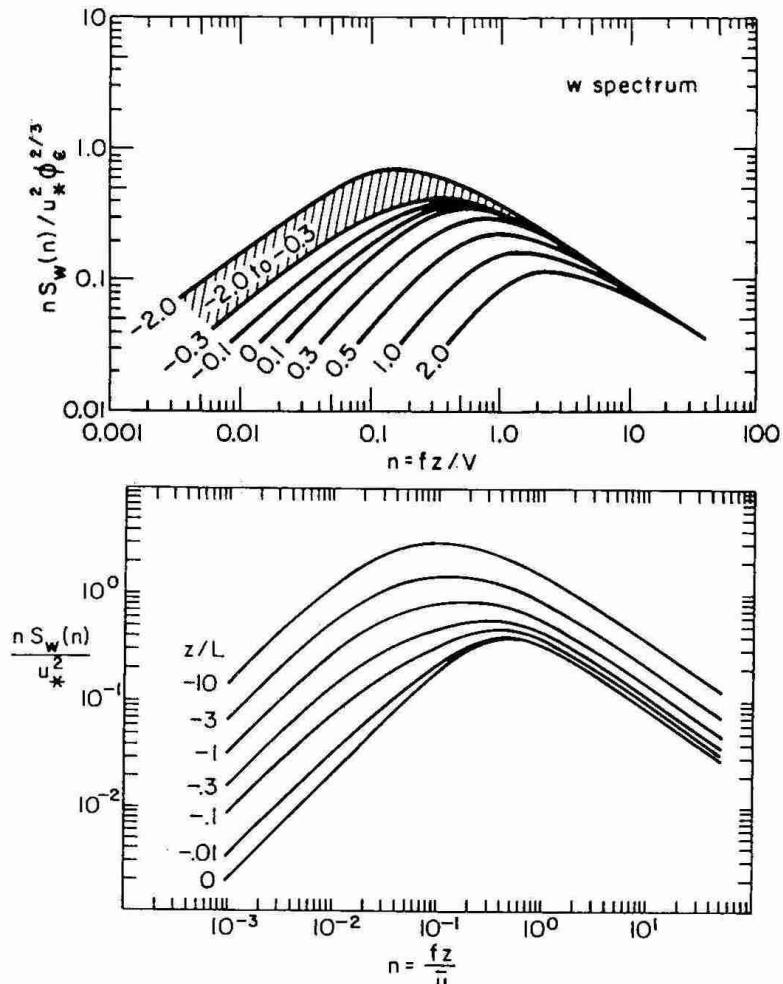
第18図 風速変動のスペクトルスケールの変化

不安定になるほど、変動の低周波成分の割り合が大きくなることが認められる。最近 Højstrup (1981) は Kaimal の結果に対流の効果を加味した式を提案している。

$$\frac{f S_w(f)}{u_*^2} = \frac{32 n}{(1 + 17 n)^{5/3}} \left(-\frac{Z}{L} \right)^{2/3} + \frac{2 n}{1 + 5.3 n^{5/3}} \quad (35)$$

u , v 成分については、水平成分の風速変動の標準偏差は大気の成層状態が不安定なときは、Monin-Obkhanov の相似則に従わないことから $f S_w(f)$ が最大となる波長は高さにはあまり関係しなくなり混合層の厚さ Z_i に関係するようになるものと考えられる。

Kaimal (1972) や Højstrup (1982) は低周波側のスペクトルを合わせることによって、全体のスペクトル

第19図 風の鉛直成分のパワースペクトル
(after Kaimal et al. (1972))

の形を決定しようと試みている。

$$S(f) = S_L(f) + S_h(f) \quad (36)$$

ここで、 S_L 低周波数側のスペクトル密度で $n_i = f z_i / Z$ と Z_i / L に依存し S_h は高周波数側のスペクトル密度で $n = f z / U$ に依存するとした。

u 成分及び v 成分に対するスペクトルはそれぞれ次式で表されるとしている (Høstrup (1982))。

$$\frac{f S_u(f)}{u_*^2} = \frac{0.5 n_i}{1 + 2.2 n_i^{5/3}} \left(\frac{-Z_i}{L} \right)^{2/3} + \frac{105 n}{(1 + 33 n)^{5/3}} \quad (37)$$

$$\frac{f S_v(f)}{u_*^2} = \frac{0.95 n_i}{(1 + 2 n_i)^{5/3}} \left(\frac{Z_i}{L} \right)^{2/3} + \frac{17 n}{(1 + 9.5 n_i)^{5/3}} \quad (38)$$

結果の一部を第20図、第21図に示す。

工学的な立場からは中立大気の場合に次のような簡単な形が提案されている。(ESDU)。

$$\frac{f S(f)}{\sigma n^2} = \frac{4 n_e}{(1 + 70.8 n_e)^{5/6}} \quad (39)$$

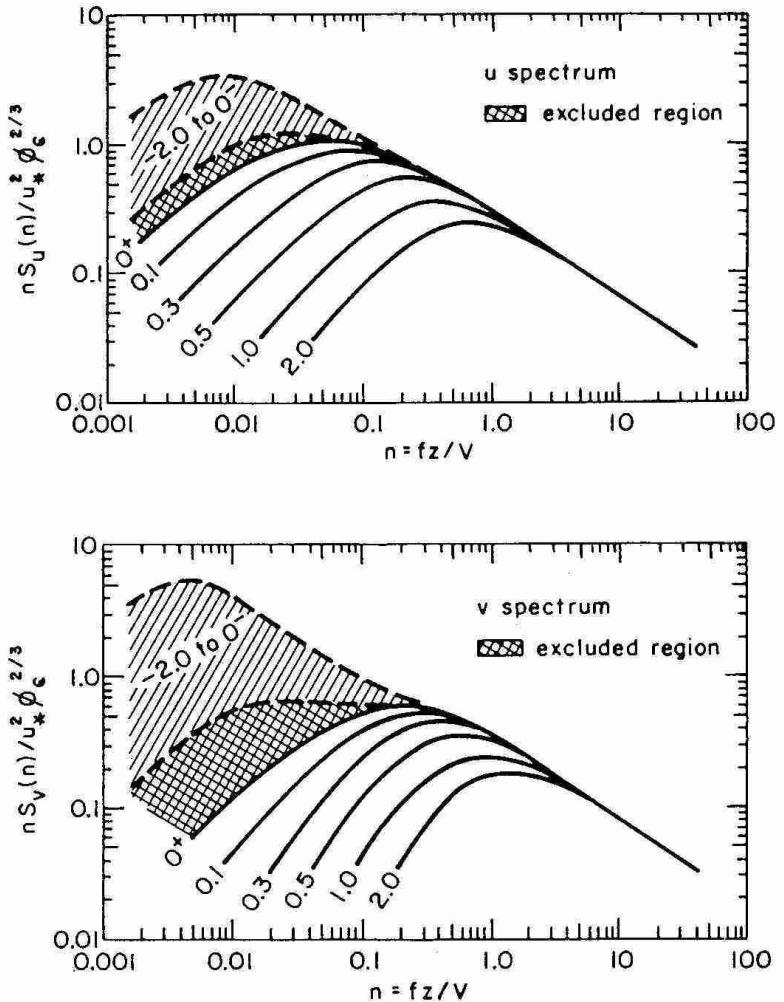
ここで、 $n_e = A f / u$ で A は x 方向の u 成分の積分スケールである。

一方、Davenport (1961) 次の式を提案している。

$$f S_u(f) = 2 K U_{10}^2 \frac{x^2}{(1+x^2)^{4/3}} \quad (40)$$

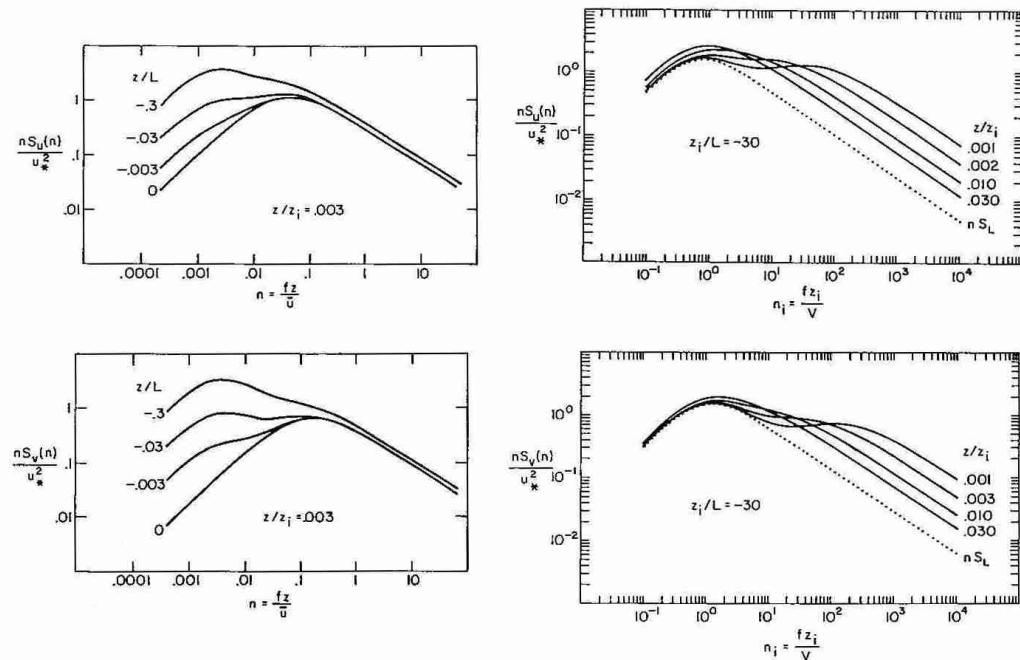
K は基準高さ 10 m で定義した表面摩擦係数、 U_{10} は高さ 10 m における基準風速、 X は無次元周波数で $X = f D / U_{10}$ によって定義される。D はスケールを表す量で Davenport は $D = 1200$ m としている。

一方、温度変動のスペクトルに関しては Kaimal et al. (1972) が $Z/L \rightarrow 0$ の条件下で以下のような実験式を提案している (第22図)。



第20図 風の水平成分のパワースペクトル
(after Kaimal et al. (1972))

$$\frac{f S_T(f)}{T_*^2} = \begin{cases} 53.4n(1+24n)^{-5/3} & (n \leq 0.15) \\ 24.4n(1+12.5n)^{-5/3} & (n \geq 0.15) \end{cases} \quad (41)$$



第21図 風の水平成分のパワースペクトル (after Højstrup (1982))

7. 拡 散

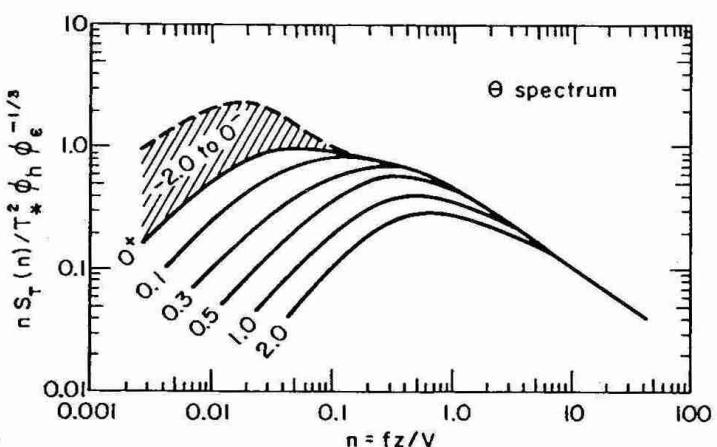
大気の成層状態と煙突からなる煙の流れ具合の間にはおよそ五つの形があると考えられる（第23図）

(1) 扇形：上層にいく程気温が高くなっている状態、すなわち逆転層が発生している時で、乱れが小さいため煙はほとんど拡散しないで、煙の濃度の高い層が風下まで到達する。もしそこに丘陵や建物があって煙に接した時は高汚染度を示すことになる。

(2) 錐形：状態曲線が等温線と乾燥断熱減率 γ_d との間にあるときできる形で、煙はあまり拡散しないでずっと風下で地面に接する場合が多い。

(3) ループ型：成層状態が不安定である時にできる形で、晴れた日の風の弱い日中に起こりやすい。煙の上下左右の動きが激しく、ときには煙突近くの地面に直接おりてくるような場合がある。

(4) 屋根型：これは接地逆転が形成され始め、煙突の高さまで及んだ際に見られるもので、煙の上方

第22図 温度変動のパワースペクトル
(after Kaimal et al. (1972))

はループ型ないし錐型を呈し、下側は滑らかな形をした煙の流れである。

(5) いぶし型：屋根型とは逆に煙の下面が“通減”状態にあり、上面が安定層内にある接地逆転の消滅過程に現れる煙の型で、上部は扇形または平滑な錐型に近い形で、下部は乱れている。いぶし型の煙はその言葉の通りに上方には拡散せず、煙がしばしば地面をいぶすように降りてくるので、地上に高濃度の汚染をもたらすので、注意が必要である。

大気の安定度と汚染物質の拡散幅の関係については Pasquill (1962) が地上風速 (地上高 10 m)、日射量、雲量を用いた安定度分類 (第 4 表) を行い、現在では世界各国でその変形されたものが広く使用されている。わが国においても雲量の測定に個人差があり易くまた、定量的な夜間の雲量の測定が困難なので、夜間の雲量の代わりに放射収支量を、昼間は日射量で代替えする方法 (第 5 表) が採用されている。この方法はパスカル・ギホードチャートとしてひろく世界各地で使用

されている。こ

のチャートでは、

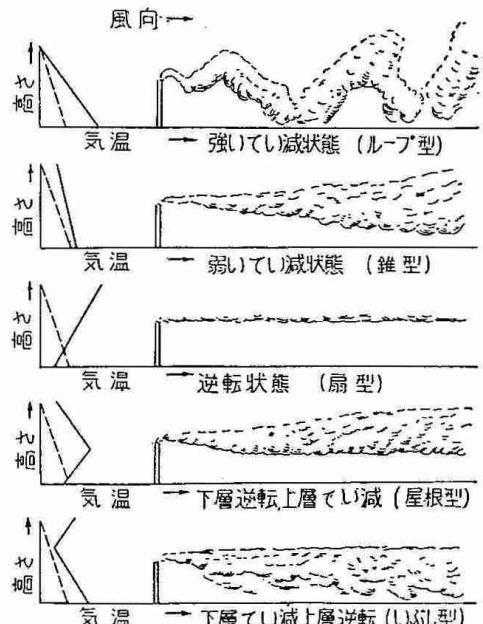
それぞれの安定度に対する鉛直方向の拡散幅が示されているの

で、おののの値を拡散式に代入して各風下距離における汚染濃度を求めるものである。簡単

に濃度が求められるという利点はあるが、この拡散幅は地上煙源について求められたものであり、高煙突にそのまま適用するには若干の問題はあるので、そのことを考慮して使用する必要がある。参考のためにチャートを第 24 図に示す。

パスカル安定度と風速の鉛直分布のべき指数 P の関係は第 25 図に示すように、不安定の時は安定度に関係なく P の値はほぼ一定である。一方、大気の成層状態が安定になると P の値が急激に増大することが認められる。

温度差とパスカル安定度との関係は、温度の順転時はパスカル安定度の不安定時に対応し、逆転時はパ



第 23 図 煙の拡散

第 4 表 パスカル安定度分類

Surface wind speed (m/sec)	Insolation			Night	
	Strong	Moderate	Slight	Thinly overcast or $\geq 4/8$ low cloud	$\leq 3/8$ cloud
<2	A	A-B	B	-	-
2-3	A-B	B	C	E	F
3-5	B	B-C	C	D	E
5-6	C	C-D	D	D	D
>6	C	D	D	D	D

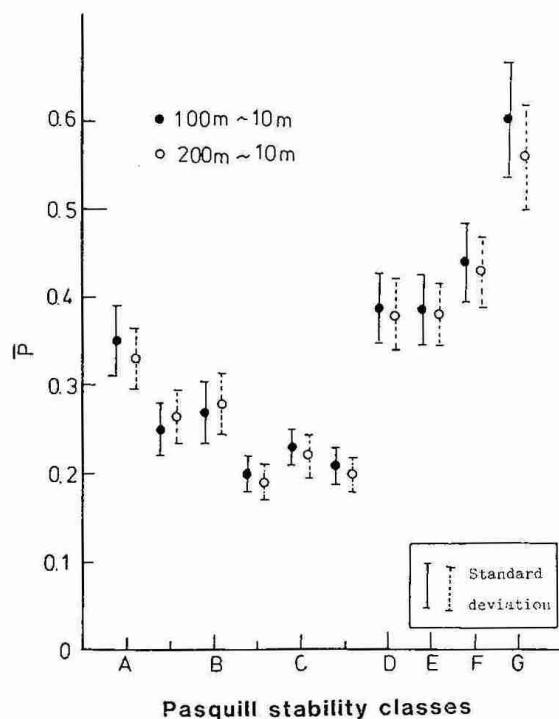
(for A-B take average of values for A and B etc.)

スキル安定度の安定時
に応している(第26
図)ことから、定性的
には問題はない。しかし
し、図からも明らかに
ように標準偏差が非常
に大きいので個々の対
応は困難であり、平均
値のみが有効であると
考えられる。

第5表 日本で使用されているパスカル安定度(原安協による)

Wind(U) speed (ms ⁻¹ at 10m)	Solar radiation(I)(KW m ⁻²)			Net radiation(Q)(KW m ⁻²)		
	I>0.60	0.60>I>0.30	0.30>I>0.15	0.15>I>0.10	Q>-0.020	-0.020>Q>-0.040
U<2	A	A-B	B	D	D	-
2<U<3	A-B	B	C	D	D	E
3<U<4	B	B-C	C	D	D	D
4<U<6	C	C-D	D	D	D	D
6<U	C	D	D	D	D	D

いろいろの安定度パ



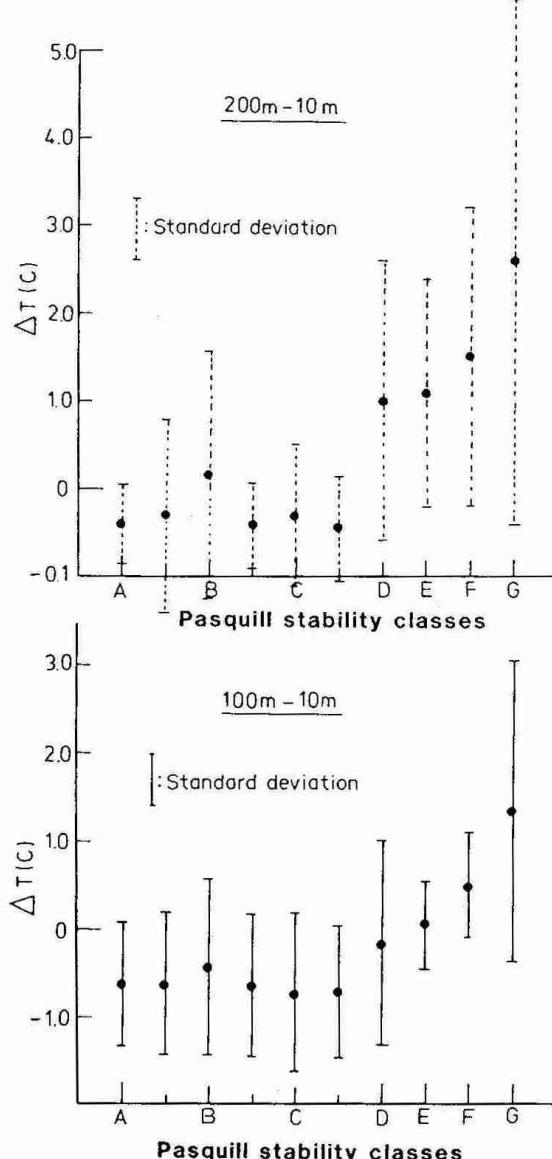
第25図 パスカル安定度と風速分布のべき指数の関係

ラメータについての典型的な値を第6表に示す(Snyder (1981))。この表で高い方の風速計の設置高度は10mで、低い方は2mであり、粗度長は0.01mとした。

8. まとめ

地表面付近の風と温度の振舞いについてまとめると以下の様になる。

(a) 大気境界層の厚さは成層が安定の時は100m内外であるが、不安定になると、日変化をして1~2kmに



第26図 パスカル安定度と温度差の関係

も達する。

(b) 大気境界層中の乱流状態を表す基本的なパラメーターである摩擦速度 u_* の典型的な値は次の様になる。

$$u_* = 0.05 u_\infty \quad (\text{不安定})$$

$$u_* = 0.02 u_\infty \quad (\text{安定})$$

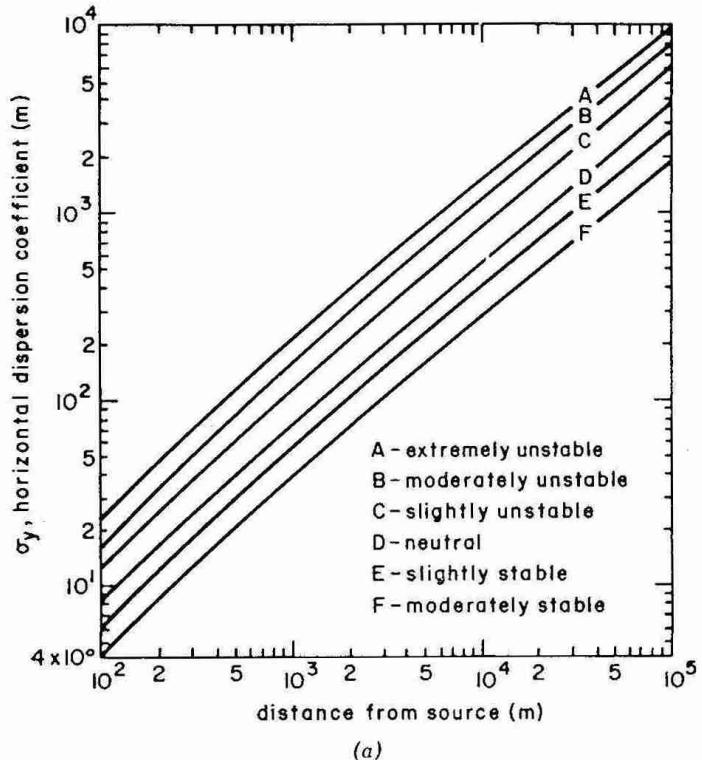
u_∞ = 自由大気中の風速

(c) 大気境界層中の風速分布をべき指数で表現した時のべき指数 p の値は不安定の時は主として地表面の粗度に左右され、大気の安定度にはほとんど無関係でその値は $0.1 \sim 0.2$ となる。一方、安定になると、安定度の程度に大きく依存し、地表面の粗度にはあまり関係なく、値は $0.2 \sim 0.8$ となる。

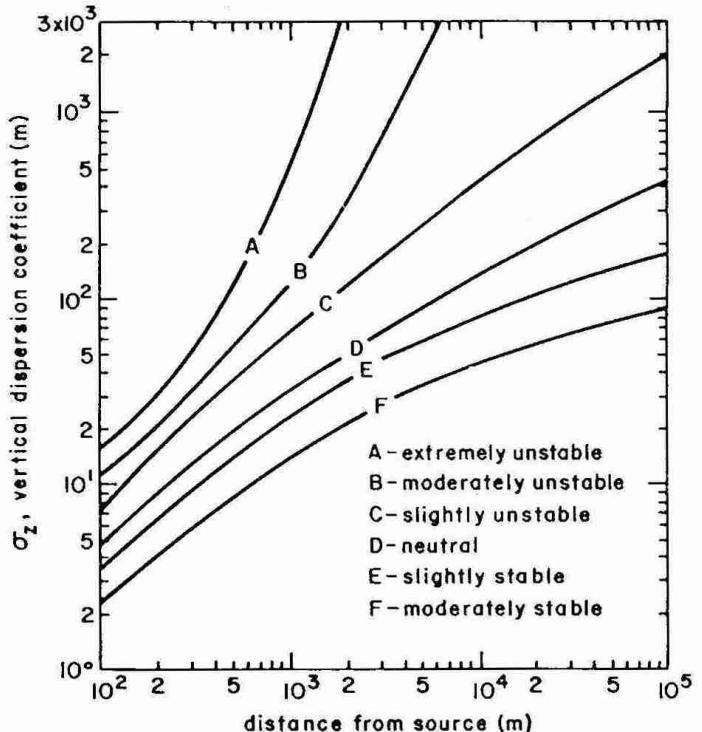
(d) 成層が中立や不安定の場合には、接地層で得られた特性は近似的に 150m の高度まで延長できるが、安定の場合にはせいぜい $10 \sim 50$ m までしか適用できないと考えられている。

(e) モニン・オブコフの長さ、 L は接地層での最も有効な安定度のパラメータである。

以上述べてきたように、大気境界層中における風や温度の振舞いは未だ完全には理解されたわけではなく、特に、接地層より上層のエクマン層については風向変化を伴い又、フラックスの高度変化も考慮に入れる必要があるので、今後観測結果を蓄積してさらに研究を進める必要がある。



(a)



(b)

第24図 パスカル・ギホールドチャートと拡散幅

第6表 安定度パラメータの比較

Qualitative description	Pasquill-Gifford category	L·m	Z/L	Ri _f	Ri	Ri _B *	u*(m/s)
Highly unstable	A	-5	-2	-5	-2	-0.03	.3
Unstable	B	-10	-1	-2	-1	-0.02	.3
Slightly unstable	C	-20	-0.5	-1	-0.5	-0.01	.3
Neutral	D	∞	0	0	0	0	.3
Slightly stable	E	100	0.1	0.07	0.07	0.004	.3
Stable	F	20	0.5	0.14	0.14	0.05	.2
Highly stable	G	10	1	0.17	0.17	0.17	.1
<p>* The assumed height of the anemometer and upper thermometer was 10m ; the lower thermometer : 2m. A roughness length of 0.01m was also assumed in the calculations.</p> <p>Ri_B : bulk Richardson number</p>							

参考文献

- Businger, J. A., et al., 1971 : Flux profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Businger, J. A. and Arya, S. P., 1974 : Height of the mixed layer in the stably stratified planetary boundary layer, *Adv. in Geophys.*, Academic press NY., Vol. 18A, 73-92.
- Counihan, J., 1975 : Adiabatic atmospheric boundary layers. A review and analysis of data from the period 1880-1972, *Atmos. Environ.* **9**, 871-905.
- Davenport, A. G., 1961 : The spectrum of horizontal gustiness near the ground in high winds, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **87**, 194-211.
- Davenport, A. G. 1963 : The relationship of wind structure to wind loading, Proc. Int. Conf. wind effects on buildings and structures (Teddington) Her Majesty's Stationery Office.
- Deardorff, J. W., 1972 : Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 91-115.
- ESDU, 1976 : Characteristics of atmospheric turbulence near the ground, Part 3 ; Variation in space and time for strong winds (neutral atmosphere). ESDU Data Item 75001 with Amendment A, 27p.
- Hanafusa T., et al., 1986 : Dependence of the exponent in power law wind profiles on stability and height interval, *Atmos. Environ.* **20**, No. 10, 2059-2066.
- Hanna, S. R., 1969 : Thickness of the planetary boundary layers, *Atmos. Environ.*, **3**, No. 5, 519-536.
- Højstrup, J., 1981 : A simple model for adjustment of velocity spectra in unstable conditions downstream of an abrupt change in roughness and heat flux, *Boundary Layer Meteor.*, **21**, 341-356.

- Højstrup, J., 1982 : Velocity spectra in the unstable boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2239–2248.
- 石崎發雄他、1968：風速変動の長周期成分について、京都大学防災研究所年報、第 11 号 A、489–494.
- Kaimal, J. C., 1972 : Spectral characteristics of surface layer turbulence, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **98**, 563–589.
- Merry, M., and Panofsky, H. A., 1976 : Statistics of vertical motion over land and water., *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **102**, 255–260.
- Panofsky, H. A., 1947 : The atmospheric boundary layer below 150 meters, *Annual review of fluid Mech.*, **6**, 147–178.
- Panofsky, H. A., and Dutton, J. A., 1983 : Atmospheric turbulence, John Wiley & Sons, 397.
- Panofsky, H. A., 1977 : The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions, *Boundary layer Meteor.*, **11**, 355–361.
- Pasquill, F., 1971 : Atmospheric dispersion of pollution, *Q. J. R. Met. Soc.*, **97**, 369–395.
- Paulson, C. A., 1970 : The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteor.*, **9**, 857–861.
- 塙谷正雄、1979：強風の性質、開発社。
- Snyder, W. H., 1981 : Guideline for fluid modeling of atmospheric diffusion, Environmental Sciences Research Laboratory Office of Research and Development, U. S. Environmental Protection Agency Research Triangle Park, NC 27711, 186.
- Tennekes, H., 1973 : Similarity laws and scale relations in planetary boundary layers, Workshop in Micrometeorology, Am. Meteor. Soc., Voston MA, 177–216.
- Wesely, M. L., Thurtell, G. W., and Tanner, C. B., 1970 : Eddy correlation measurements of sensible heat flux near the earth's surface, *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 45–50.
- Wyngaard, J. C., 1971 : Local free convection similarity and the budgets of the shear stress and heat flux, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1171–1182.
- Wyngaard, J. C., 1975 : Modeling the planetary boundary layer-Extension to the stable case, *Boudary layer Meteor.*, **9**, 444–460.

解説

雪の流動化と雪氷混相流

北海道大学低温科学研究所 前野 紀一

1. 雪の流動化

北国の生活や生産活動にとって雪の存在は悪影響のみを与えるものと考えられた時代があったが、近年はむしろ雪の特徴を生かし、より積極的に生活や生産に利用しようという気運が強い。この時、雪の動的特徴の把握は極めて重要と考えられる。というのは、これまでの雪の研究の中で、運動しつつある雪、すなわち流動雪に関する研究は少ないが、多くの雪氷現象の中で流動雪の果す役割は大きく、またその積極的活用も予想されるからである。

地面に積った雪は、構造は雪粒子と空気の混合物ではあるが、一般に一塊りの固体とみなしてよい。なぜなら多くの場合、各々の雪粒子間には氷の結合が発生してしっかりとした構造を保っており、米粒や砂粒のような単なる粒子混合物ではないからである。しかし、このような雪も、なんらかの原因で粒子間の結合が破壊されると、米粒や砂粒と同じような状態になる。これが雪の流動化現象であり、吹雪や雪崩がその典型例である。

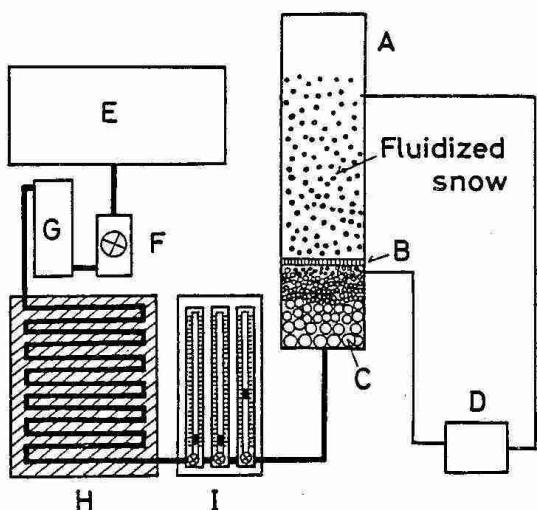


図1 雪の流動化実験装置

A : アクリル管, B : 多孔支持板, C : ガラス球,
D : 圧力変換器, E : コンプレッサー, F : 減圧器,
G : 除湿器, H : 恒温槽, I : 流量計

ころ、雪は一瞬にしてばらばらに分散し、流動状態になった。このとき圧力損失は瞬間に一定値に向って減少した。この一定値は雪の全重量(w)を管の断面積(s)で割った値 (w/s) に等しい。以後流速を増しても ($D \rightarrow E$)、圧力損失は変化しない。次に流速を減少させると、F点で流動化が停止した。

温度が -30.6°C の図2(b)の場合、流速を増してゆくとC点で自然に流動化が始まり、圧力損失はやは

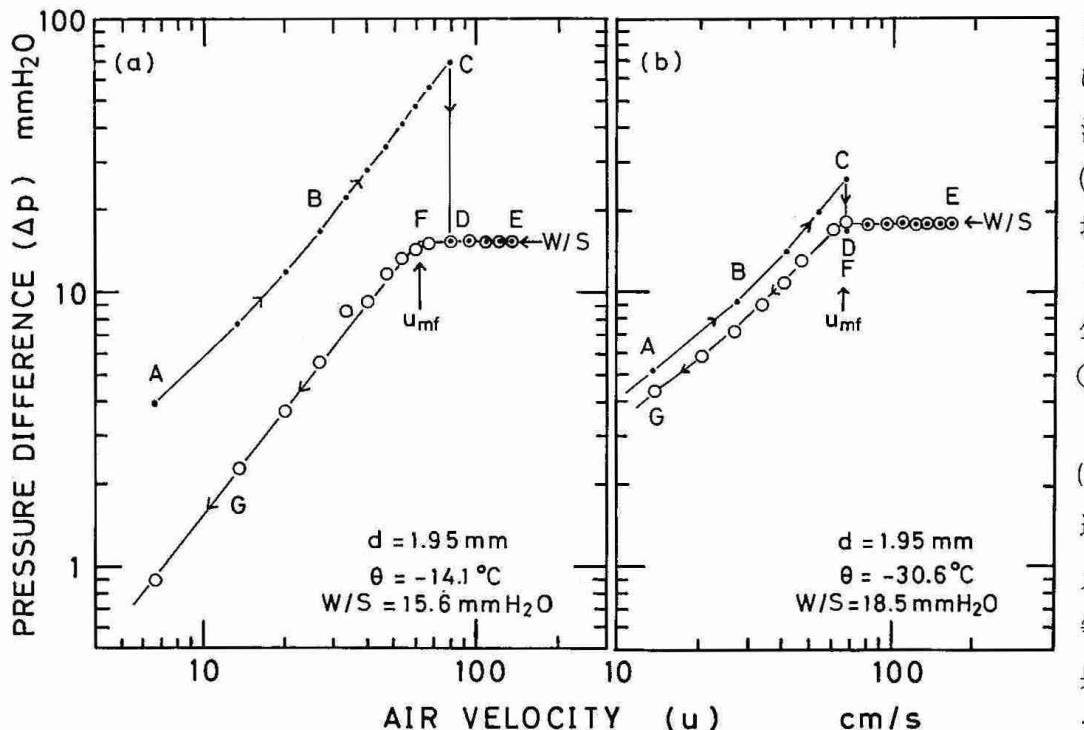


図2 圧力損失と流速の関係

a) 温度 -14.1°C , b) 温度 -30.6°C , d は粒径, θ は温度, W は雪の重量, S は管の断面積。実験は $A \rightarrow B \rightarrow C \dots$ の順序で行なわれた。

り一定値 (w/s) になった。流速減少時の様子は (a)の場合も(b)の場合も同様で、F点の流速が最少流動化速度 (u_{mf}) である。重要な点は、(a)ではC点の流速が u_{mf} より大きく、(b)では等しいという結果である。換言すれば、(b)では速度が最少流動化速度に達すると、流動化が自

然に始まるが、(a)ではなんらかの外的衝撃を与えない限り、流動化が始まらない。このような結果を与える原因が雪氷粒子間の結合である。この流動化実験は、雪粒子の粒径をふるいで揃え、管につめた直後行なわれた。しかし、(a)の高温 (-14.1°C) の実験では、焼結現象によってすぐに粒子間に氷の結合が成長し、上のような結果を与えたわけである。焼結による氷の結合の成長は時間の経過とともに進行するから、雪氷粒子の付着力は、温度や湿度だけでなく、経過時間の関数でもある。

2. 流動雪の特徴

図1の実験において、いったん流動化が開始すると、気流の供給が持続する限り雪の流動状態は維持される。流動雪の内部では、雪粒子と気流の動きは複雑な乱流状態にある(図3)。しかし、流動雪全体を巨視的な流体とみなすならば、この流体の巨視的な物性の定義と測定ができる。

その一例を図4に示す。これは、図1のアクリル管内部で測定した粘性係数である(西村、前野, 1978; Maeno et al., 1980)。粘性係数は改良したストーマー型粘度計を用いて測定された。測定結果は、雪粒子のはほとんど存在しない上部において、おおよそ空気の値 (-14°C で $1.65 \times 10^{-5} \text{ N s m}^{-2} = 0.0165 \text{ センチポアズ}$) を示し、下部の流動雪の部分では流速や粒径の違いによって、 $10^{-3} \sim 10^{-1} \text{ N s m}^{-2} = 1 \sim 10^2 \text{ センチポアズ}$ の値を示している。水の粘性係数は 1.8 センチポアズ (0°C) であるから、流動雪の粘性係数は実質的にはおおよそ水程度と考えられ、雪崩に巻きこまれた人が「泳ぐ」ことには物理的にも意味がありそうである。

流動雪の特徴は、雪粒子と気流が激しい衝突運動を繰り返している点にある。その結果、流動雪内部では、一般に輸送現象の速度が速い。上述した粘性係数の増加は、雪粒子衝突による運動量輸送の増加とし

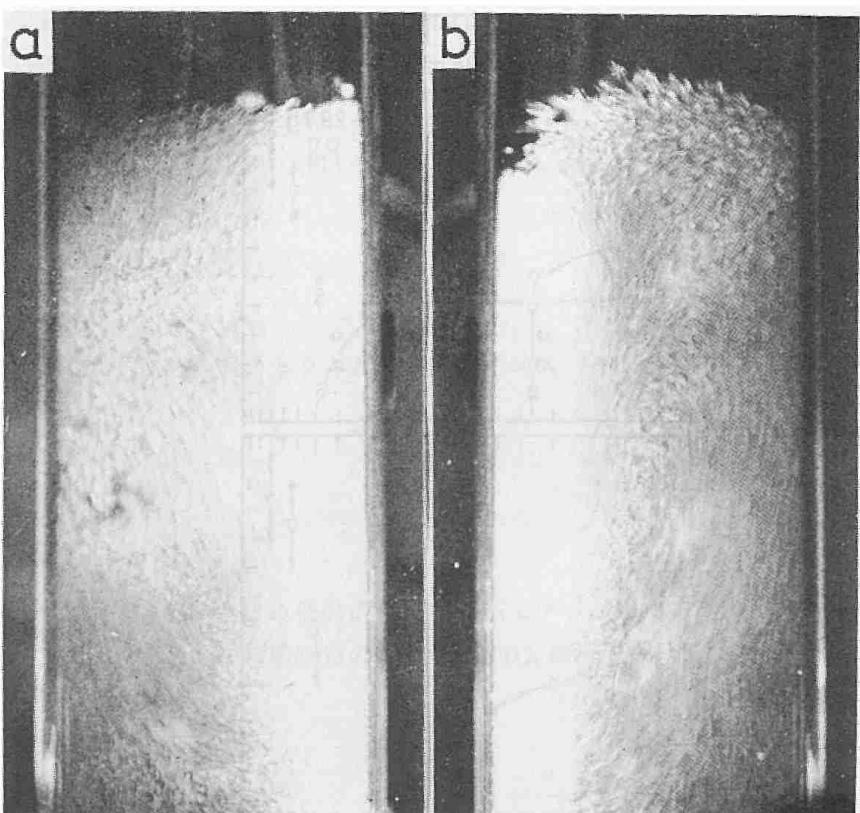


図3 流動雪の写真

雪粒子の粒径は 1.25 mm, 温度は -14.0 °C

a) 流通 50 cm/s , b) 流速 60 cm/s

子としては雪でも氷でもよく、すなわち水蒸気の昇華凝結で生じた雪粒子でも、水の凍結で生じた氷粒子でもよい。また、流体も空気だけでなく、水やその他の流体の場合も考えられる。流体の違いに着目した雪氷混相流の分類を表1に示す。

混相流は、文字通り、2個以上の相からなる流体を意味し、これまで多くの研究分野で取扱われてきた。例えば、化学工学や機械工学の分野では、固気二相流、スラリー、固気液三相流等、また河川や土木の分野では、河川流砂、海岸漂砂、泥流、土石流、等がある。しかし、これらは雪氷混相流の場合と同様にそれぞれ独自の分野で研究されてきたきらいがある。このような情勢のもとで、今年7月には、日本混相流学会が設立されることになっている。これを契機に雪氷混相流の研究もより一層他分野との交流が盛んになるはずである。

参考文献

- 前野紀一, 1984 : 雪氷混相流. 混相流の流動のダイナミックスと応用技術. 日本学術会議水力学水理学研究連絡委員会混相流小委員会編, P. 35 - 49,
- 前野紀一・西村浩一, 1978 : 流動状態の雪の研究 I, 低温科学, 物理篇, 36, 77 - 92.
- Maeno,N., Nishimura,K. and Kaneda,Y., 1980 : Viscosity and heat transfer in fluidized snow, J.Glaciol., 26, No. 94, 263 - 274.
- 西村浩一・前野紀一, 1978 : 流動状態の雪の研究 II, 低温科学, 物理篇, 36, 93 - 102.

て理解できる。また、エネルギー(熱)輸送の増加も当然予想される。

3. 雪氷混相流

雪の流動化現象は、自然界に多数存在する。風の作用で発生する吹雪も、斜面を流れ下る雪崩も雪の流動化現象である。また、人工的流動雪も存在する。除雪中の雪や、路上の車輪の下の雪がその例である。これらの流動雪の特徴は、前述したように雪粒子と気流の複雑な運動にあり、多くの点で同じような取扱いが可能である。この点に注目して「雪氷混相流」という言葉が作られた(前野, 1984)。

雪氷混相流は、雪氷学で扱うすべての混相流を意味する。粒

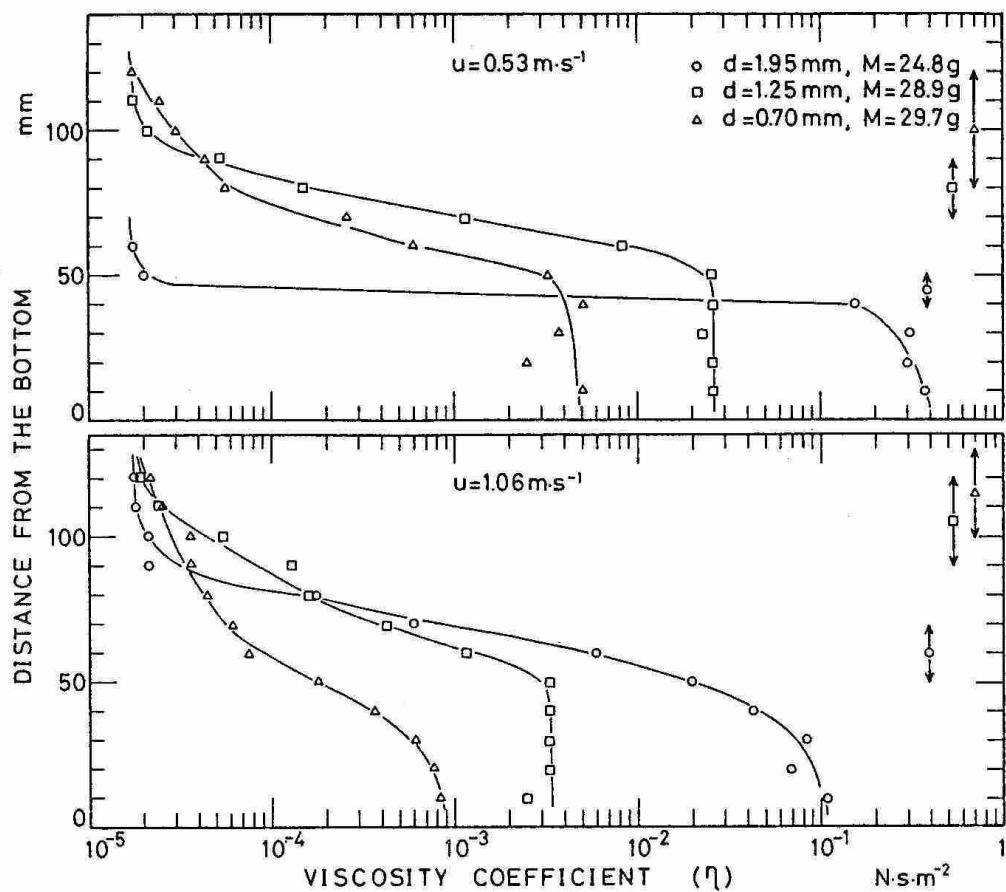


図4 流動雪の粘性係数

表1 雪氷混相流の分類

気相雪氷混相流	空気と雪氷粒子からなる雪氷混相流 例：雪崩，吹雪，降雪，除雪中の雪，等
	空気以外の気相と雪氷粒子からなる雪氷混相流 例：地球以外の惑星の降雪，土星の輪，等
液相雪氷混相流	水と雪氷粒子からなる雪氷混相流 例：フライジル・アイス，流雪溝，融雪流出（雪崩），等
	水以外の液相と雪氷粒子からなる雪氷混相流 例：雪氷粒子を含む掘削原油，等

昭和61年度第2回支部研究発表要旨

日時：昭和61年11月14日(金) 13時～17時

場所：札幌管区気象台会議室

1. 大気イオンスペクトラムと放射性イオンスペクトラムの同時測定法について(I)

室工大・工 ○望月 定……………74
沖野 典夫

2. 発表取消

3. カナダ北部における低温型雪結晶及びエアロゾルの観測(I)

—雪結晶中の核物質のSEM-EDX解析— 北教大・旭川 ○桜井 兼市……………76
秋田大 梶川 正弘
北大・理 菊地 勝弘

4. GMSから見た日本海北部の冬季の雲の特徴

北大・環境研 ○疋田 尚志……………78
北大・理 菊地 勝弘
遊馬 芳雄
気象衛星センター 元木 敏博

5. 石狩地方の局地風三次元モデル

札管・予報課 ○佐々木秀孝……………80
札管・調査課 出口 悟

6. 気象衛星からみた北海道西岸帶状収束雲

—流氷との関係— 北大・低温研 ○立花 義裕……………82
遠藤 辰雄
若浜 五郎

7. オホーツク海高気圧による下層寒気の生成機構

札管・調査課 大川 隆……………84

8. レーダーエコーの進入方向別に見た札幌市内域の降雪特性とエコーの出現頻度特性

北大・理 ○遊馬 芳雄……………86
菊地 勝弘

9. 石狩平野における降雪時の陸風の構造

北大・低温研 ○坪木 和久……………88
藤吉 康志
若浜 五郎

10. 1983年2月26日に札幌全域に降った大雪に関する事例解析—その2—

北大・低温研 ○遠藤 辰雄……………90
若浜 五郎

大気イオンスペクトラムと放射性イオンスペクトラムの同時測定法について（I）

望月 定、沖野典夫（室蘭工大・工学部）

屋内空気中のラドンとその娘核種の挙動特性を把握することを目的として、大気電気学的手法と放射線計測学的手法による大気イオンスペクトロメータとシリコン半導体放射線検出器による線計測装置を組み合わせて、大気イオン、放射性イオン 2つのスペクトラムを同一試料から同時に得る方法を開発中である。

大気イオンスペクトラム測定原理図を図 1に示した。スペクトロメータの各部デイメンジョン、流量、印加電圧および易動度範囲を表 1に示した。図からわかるように、スペクトロメータは二次微分型であり、放射性イオンの濃度を考慮して、印加電圧のステップ時間は 2分～10分間隔で作動できるようにしてある。測定は図 1に示した装置の後段に図 2に示した放射性物質捕集測定装置を接続し、各電圧ステップ毎に電流値、放射能値を得る。図 2にはフィルター上に捕集された放射性物質の線計測系を示した。測定に際しては図の装置を 2台用意し、スペクトロメータ印加電圧 1ステップ毎に交換して、捕集中と捕集後のそれぞれの計数値から各濃度を算出する方法を採用している。

得られる放射性イオンスペクトラムは、集電極が 50 cmになり、且つ各ステップ間で得られた計測値の差を取って目盛られることから、分解能および精度はイオンスペクトラムの分解能 0.4%に比し相当低くなるが、この方法によると、RaA, RaC それぞれの分布が得られ、RaBについては放射平衡を仮定すると得られる利点がある。

なお、この方法は試料空気流量が少なくてすむため屋内空気に対して有用であり、放射能濃度が外気に比し高い屋内空气中においてのみ可能である。

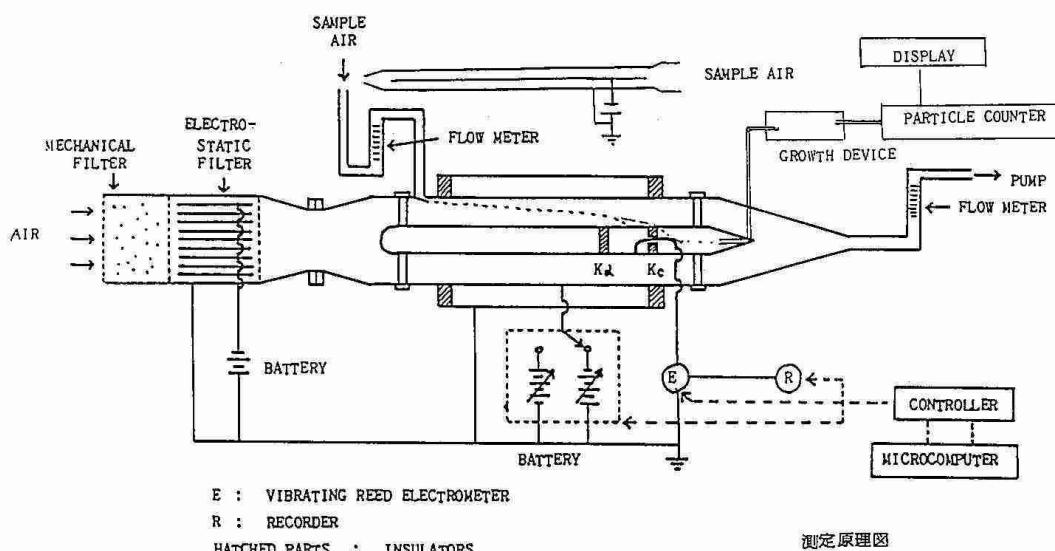


図 1. 大気イオンスペクトラム測定原理

Diameter of the outer electrode	10 cm
Diameter of the inner electrode	9 cm
Length of the inner electrode	
first segment	30 cm
second segment	20 cm
Aerosol sample flow rate	18 l/min
Clean air flow rate	42 l/min
Applied voltage	about 8-1300 volts
Mobility coverage	about 3×10^{-4} - $5 \times 10^{-2} \text{ cm}^2/\text{v} \cdot \text{sec}$
Scanning time for one polarity	20 min

表 1. スペクトロメータ諸量

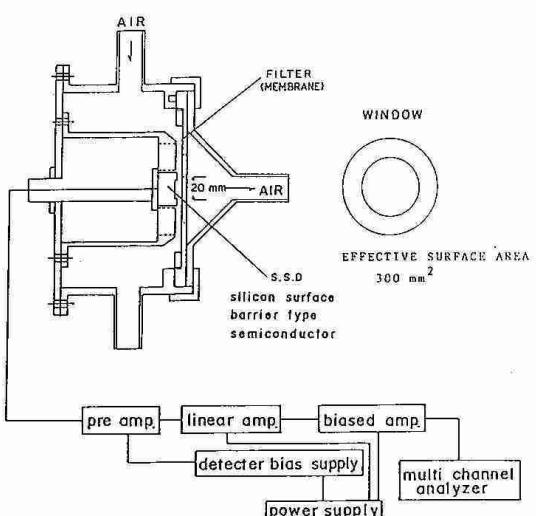


図 2. 放射性物質捕集・計測系

測定例

図1にイオンスペクトロメータからの出力記録例を示した。電流は $C \frac{dV}{dt}$ 測定で行っており、印加電圧各ステップごとに安定した作動状態を示していることがわかる。図2には放射性物質捕集・測定系からの出力記録例を示した。RaA, RaCが明りょうに識別計数されていることが見られる。図3にはイオンスペクトロメータの各電圧ステップごとに測定したRaA濃度の特性曲線例を示した。縦軸は任意単位で濃度を、横軸は印加電圧に相当する電気的易動度を示している。この曲線を測定易動度ごとに微分し、各易動度における値の差をとってスペクトラムを得る。図4には昭和61年12月5日 14時10分から、捕集時間 500秒、分析時間 400秒で測定した例を示した。横軸は易動度とそれに相当する粒径を示している。実線がイオンで、左側縦軸、単位は Number/m³、点線は RaA で、右側縦軸、単位は Atom/m³である。以上の結果から、試作装置にはまだ改良すべき点が多く残されているが、現段階でも一応の精度をもって作動し両スペクトラムを同時に測定し得る見込みを得た。

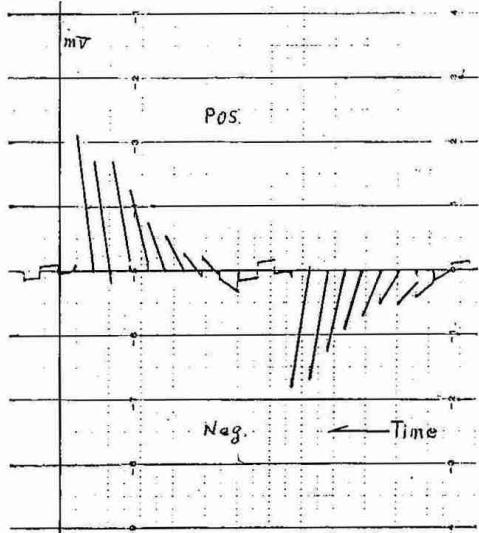


図1. 電流測定の記録例

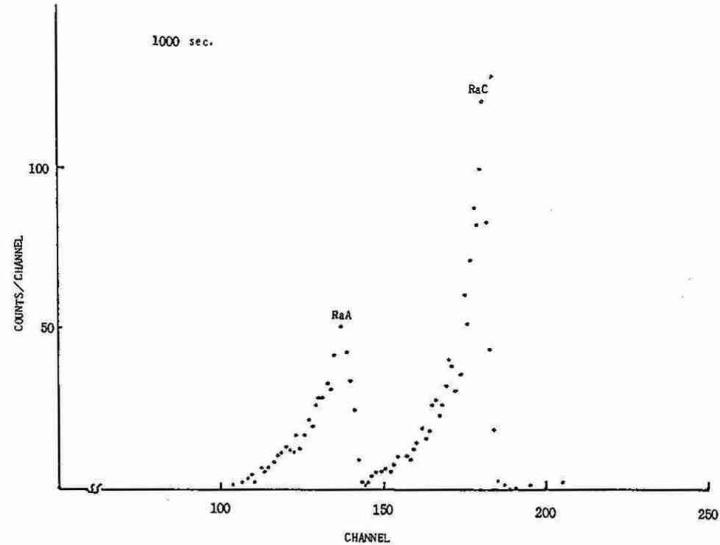


図2. RaA, RaCの識別測定例

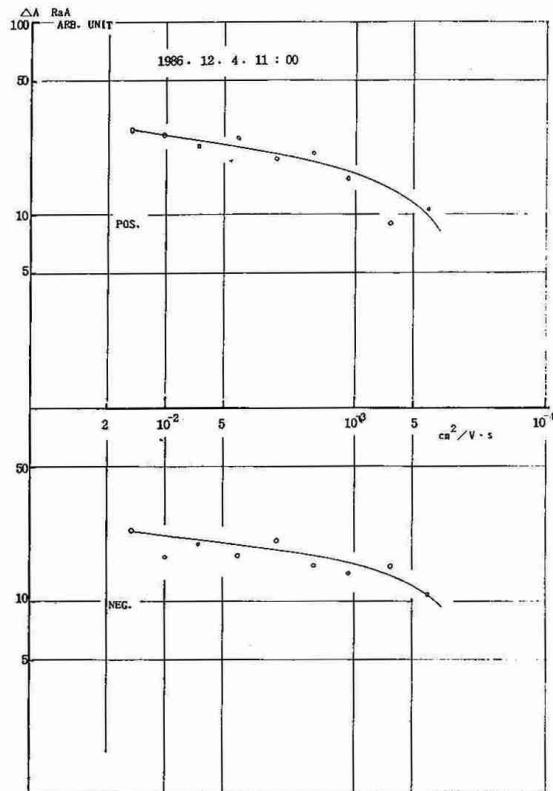


図3. 易動度-RaA濃度 特性曲線の例

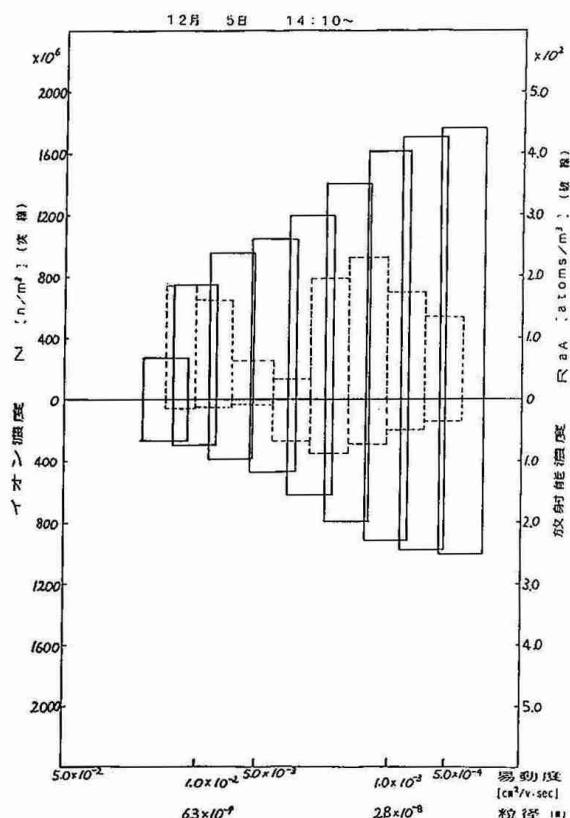


図4. 大気イオン、RaA 両スペクトラムの測定例

3 カナダ北部における低温型雪結晶及びエアロゾルの観測(Ⅰ)

- 雪結晶中の核物質の SEM - EDX 解析 -

桜井兼市(北故大旭川) 梶川正弘(秋田大) 菊地勝弘(北大理)

1 はじめに

カナダ北部、イエローナイフにおいて低温型雪結晶を採取し、その中心核を走査顕微鏡(SEM)とエネルギー分散型X-線マイクロアナライザ(EDX)を用いて解析し、これらの雪結晶形成過程を明らかにする目的で昨年11月から今年1月まで観測が行われた。

2 観測及び結果

雪結晶と核を1対1に対応させるために顕微鏡用ステージ上に雪結晶を直接レプリカ液で固定した。又、フィルム上にvapor法によりレプリカを作成し顕微鏡試料とした。接着にはカーボンを用いた。

写真1, 2, 3は通常観測される角柱、角板及び砲弾型雪結晶である。写真1(a)は偏光顕微鏡で撮られた角柱である。同じ結晶をSEM用ステージ上にレプリカで固定されたものが写真1(b)である。(c)は中心に見られる固有粒子(矢印)でこの結晶の核と思われる。(d)はこの粒子をEDX解析を行ったスペクトルでこの粒子がSiを主体としたものであることが分かる。同様の傾向が写真2, 3についても見られる。(但し写真2には偏光顕微鏡による写真はない。)写真4は低温型雪結晶の一つであるカモメ型結晶である。固有粒子は結晶の中央にありEDXスペクトルからSiを主成分とした粒子であることが分かる。

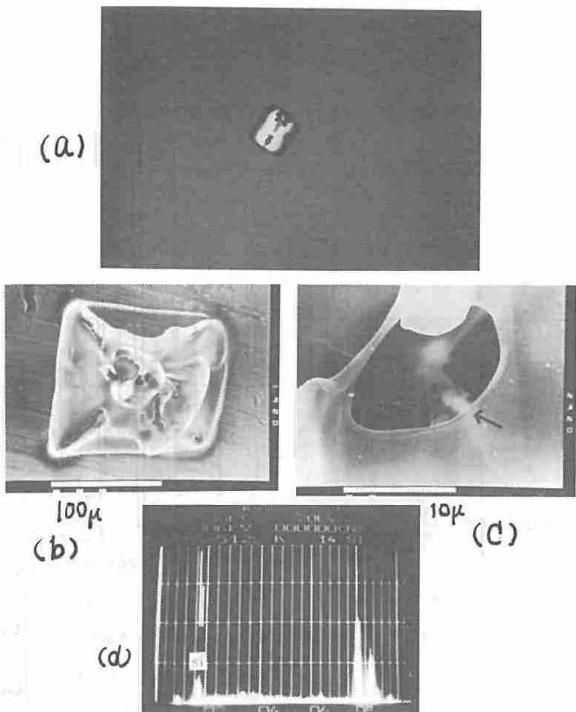


写真 1

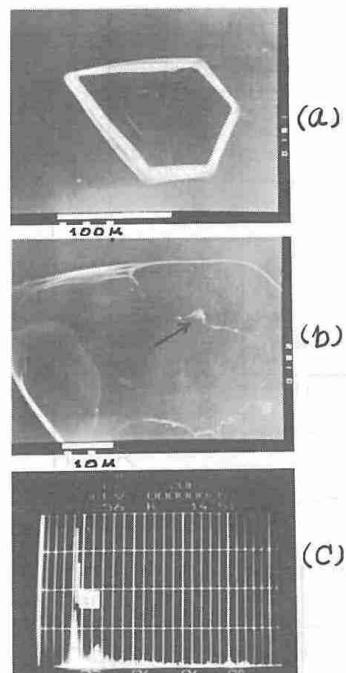
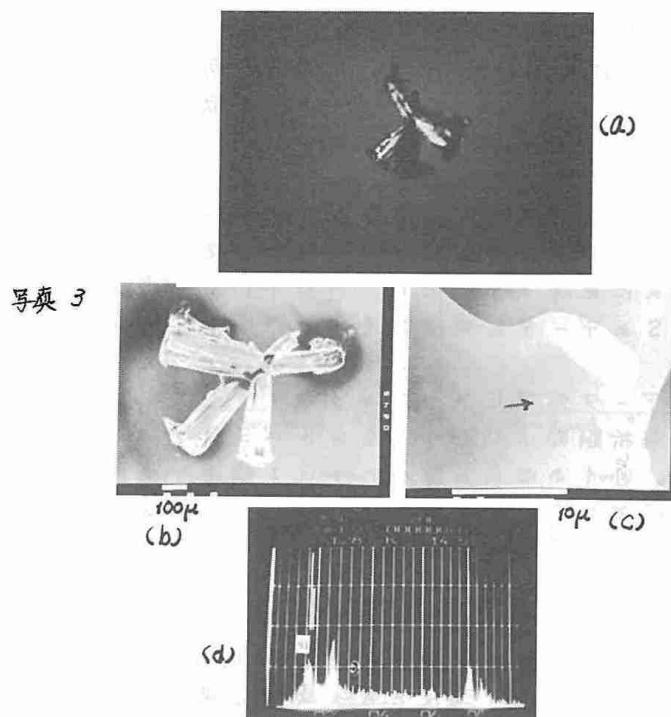


写真 2

写真5は球形の雲粒と氷晶部分とかく成っている。雲粒中の物質は(d)ではSが主成分で(e)ではAl, Si, S, K, Ca, Feから成っている。一方、氷晶中の中のものはMg, Al, Si, K, Feから成っている。

右の表は解析した粒子を結晶別に整理したもので低温型雪結晶と雲粒中にはSの存在する割合が高く、角柱、角板、碗盤ではSiを含む粒子が多い。

これからカモメ型結晶ほどSを含む核を中心形成した雲粒が凍結し、その上に結晶成長して出来たものと思われる。



元素(%)
百分比 Na Mg Al Si S K Ca Fe Pb

粒状型	28	4	25	63	86	11	11	4	7
切面体型	19	5	16	59	55	21	11	5	11
角柱, 角板	18	6	50	78	44	23	33	17	
碗盤型	5		20	80	40			20	
雲粒(S)	11	9	27	36	82	9	8	07	

写真4

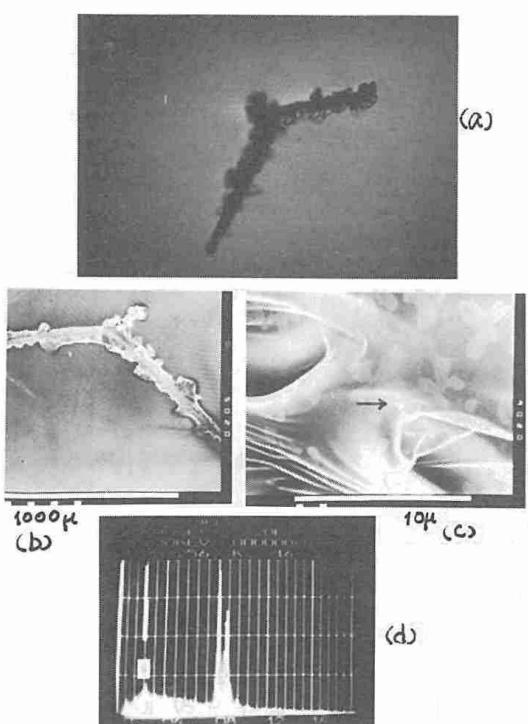
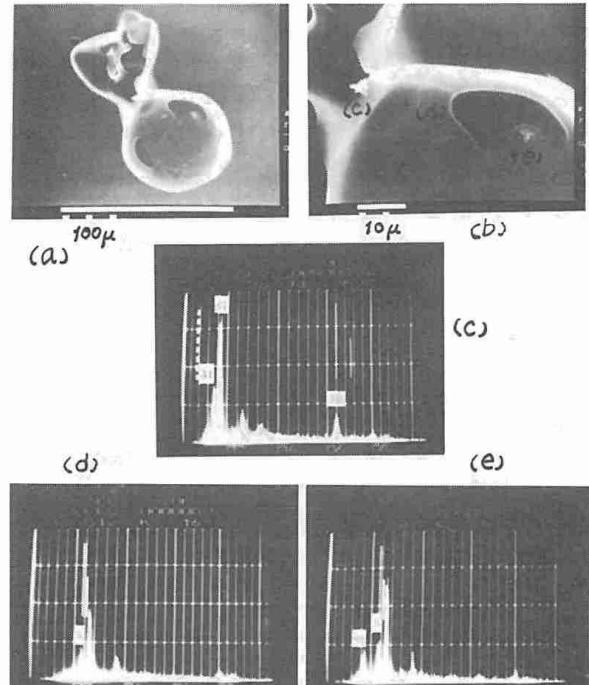


写真5



4 GMS から見た日本海北部の冬季の雲の特徴

足田尚志（北大・環境研） 菊地勝弘・遊馬芳雄（北大・理）
元木敏博（気象衛星センター）

○はじめに

冬季の石狩湾上の雪雲をレーダーで解析してみるといくつかの特徴的性質を見出すことができます。このレーダーによって得られる特徴に加え気象衛星によって得られる特徴と共に把握することとは、石狩平野の降雪を理解する上で大変重要なことである。そこでGMSのデータを用いて冬季の日本海北部の雲の特徴について解析を行った。

○データ処理とタイプの分類

解析期間は1983年の2月及び3月で、データはGMSの赤外のデジタルデータを使用した。図-1の四角の部分にフルスケール、経度英10を20に分割してできた単位エリア(以下UNITと呼ぶ)の中心に最も近いピクセルの温度をUNITの温度とした。ここでUNITは横に140個縦に100個存在するが、このうち海上に相当する部分(図-1の黒い部分=9118個)について以下解析を行った。

はじめに雲の閾値を求めるため全期間に渡り温度についての出現頻度を求めた(図-2)。この分布より-5℃より低い温度を雲の閾値と決定した。またこの図の-20℃、-40℃付近は周囲とは傾きが異なっているので個々の画像について調べたところ図-3の4つの型に分類することができた。これら4つの型は、札幌の850mbの風向や天気図、NOAAの写真などから、タイプAは季節風末期に相当するまばらな雲、タイプBは低気圧の後回への吹き込みによる雲、タイプCは低気圧の前面への吹き込みによる雲、タイプDは季節風による雲、にそれぞれ相当することがわかった。

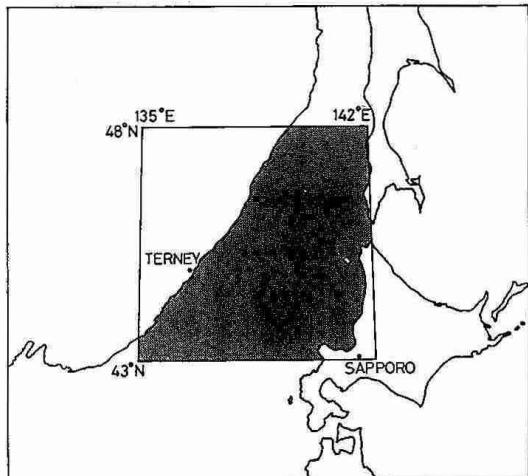


図-1. 解析領域

○各タイプの特徴

図-4は各タイプについて、それぞれの画面内での雲の個数とその時のUNITの総数とを示している。タイプAは雲の数は多くUNITの総数は5000以下で小さな雲がたくさん存在していることがわかる。またタイプDでは雲の数はタイプAよりも少なく

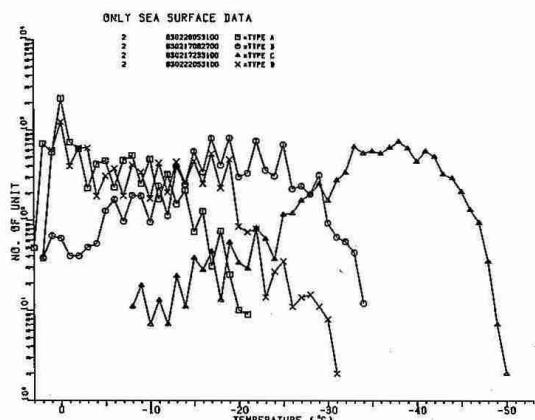


図-3. 各タイプの典型例

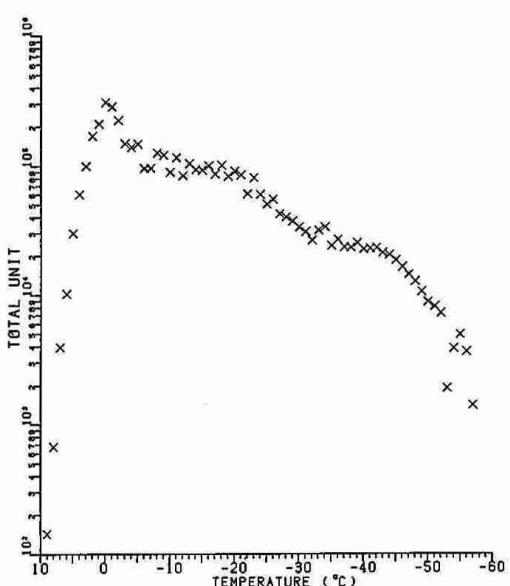


図-2. 全期間トータルのUNITの
温度別出現数

UNITの総数は3000～7000位を示してあり、タイプBでは雲の数はさらに少くなり、UNITの総数は増加する。そして最後にタイプCでは雲の数は殆ど1桁台と少なくなり、UNITの総数は8000～9000以上とさらに増加しこの領域全部をおおふ、さしもうようは雲の存在を示している。

図-5は-5℃より温度が低いUNITと700mbの高度に相当する-20℃より温度が低いUNITの数の比を示したもので各タイプはアルファベットで表わされている。タイプAでは殆ど高い雲が存在していないのに対して、タイプCでは存在する雲のうちの大部分が700mbより高い雲であることを示している。またタイプDは、高い雲の存在の割合の上限が約40%程度となっていることもこの図より明らかとなるであろう。

そして図-6ではこの領域でのタイプDについての平均の温度分布を示しており、大陸沿岸から離れていくにしたがって温度が下がっていく様子が示されている。この温度分布を北側と南側のテルネイヒの間(直線S-T)での断面を見たのが図-7である。横軸にはテルネイヒから距離、縦軸には各気圧面に相当する温度をそれを示している。この図から岸を離れしばらくしてから温度が下がっていく、即ち雲頂が気団変質を受け徐々に高くなっていく様子がよく示されている。

● おりに

冬季の日本海北部においてUNITの温度別頻度分布をみると、それぞれ季節風末期による雲、低気圧の後面への吹き込みによる雲、低気圧の前面への吹き込みによる雲、季節風による雲、の4つの型に分類でき、各型について特徴的様子を見ることができる。

また、空気が大陸から日本海を渡っていくにつれて気団変質を受け、雲が発達していく様子も実際に示すことができる。

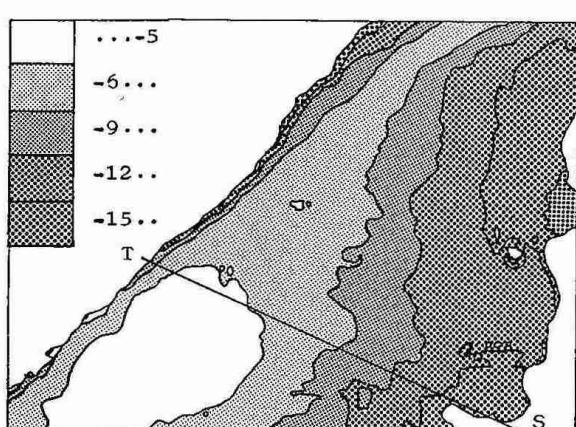


図-6 タイプDの平均温度分布

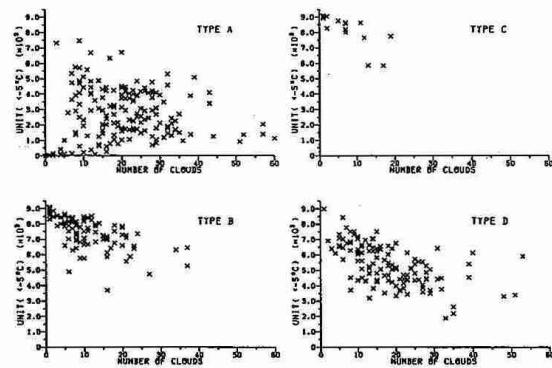


図-4 各タイプ別に見正雲の個数と
UNITの総数。

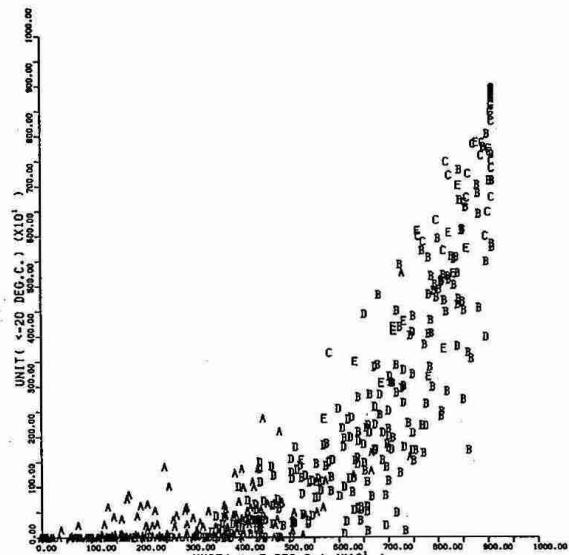


図-5 雲と求められたUNITと700mb
以高のUNITとの比。

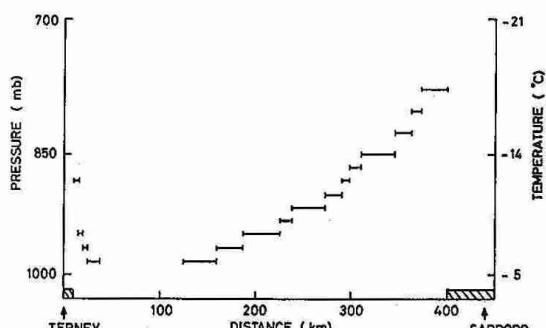


図-7 図-6のT-S断面の温度を
高度で見正モの

5 石狩地方の局地風三次元モデル

佐々木 秀孝・松口 晴（札幌管区気象台）

1. はじめに

石狩地方の局地風三次元モデルを作り、海陸風・山谷風と現われる数値実験を行い、アメダスの観測値との比較を行った。

2. モデル

計算領域は、水平方向に 26×26 で、格子間隔は $\Delta x = \Delta y = 5 \text{ km}$ である。鉛直方向には図 2-1 のように、11 層より成り、層の間隔は下の方が細かくなっている。また、モデルに用いた地形は図 2-2 の通りである。

基礎方程式系は、

$$\begin{aligned} \frac{\partial h_u}{\partial t} + \frac{\partial h_{uu}}{\partial x} + \frac{\partial h_{uv}}{\partial y} + \frac{\partial h_{uw}^*}{\partial z^*} &= f h_v - h \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} \\ + \delta_E g h \frac{\theta'}{\theta} \frac{z_T - z_g}{z_T} \frac{\partial z_g}{\partial x} + \delta_M g h \frac{z^*}{h_m} \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(h K_h \frac{\partial u}{\partial x} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial y} \left(h K_h \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \delta_E \frac{z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad \dots (2.1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial h_v}{\partial t} + \frac{\partial h_{uv}}{\partial x} + \frac{\partial h_{vv}}{\partial y} + \frac{\partial h_{vw}^*}{\partial z^*} &= -f h_u - h \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} \\ + \delta_E g h \frac{\theta'}{\theta} \frac{z_T - z_g}{z_T} \frac{\partial z_g}{\partial y} + \delta_M g h \frac{z^*}{h_m} \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial y} \left(h K_h \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial x} \left(h K_h \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \delta_E \frac{z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad \dots (2.2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial h_\theta}{\partial t} + \frac{\partial h_{u\theta}}{\partial x} + \frac{\partial h_{v\theta}}{\partial y} + \frac{\partial h_{w\theta}^*}{\partial z^*} &= \frac{\partial}{\partial x} \left(h K_h \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \\ + \frac{\partial}{\partial y} \left(h K_h \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \delta_E \frac{z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_m \frac{\partial \theta}{\partial z^*} \right) \end{aligned} \quad \dots (2.3)$$

$$\delta_M \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h_u}{\partial x} + \frac{\partial h_v}{\partial y} + \frac{\partial h_w^*}{\partial z^*} = 0 \quad \dots (2.4)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z^*} = \frac{h}{\delta_E z_T + \delta_M h_m} \frac{g \theta'}{\theta} \quad \dots (2.5)$$

$$z^* = \begin{cases} z_T \frac{z - z_g}{z_T - z_g} & (\text{Ekman 層}) \\ h_m \frac{z - z_T}{S - z_T} & (\text{Material 層}) \end{cases}$$

用いた計算機は、NEC PC-9801/E で、数値計算を行うには能力は低いが、数値コ・プロセッサと機械語を使うことにより大幅なスピードアップを図った。

3 アメダス観測による風のパターン

図 3-2 は、1985 年 8 月 19 日の 12 時のアメダスの風のパターンである。図 3-1 に示されるように、この日は日本海から東進してきた移動性高気圧に覆われ全道的に風が弱く、晴れ間の多い天気となつた。このため、明瞭な海陸風循環が見られる。

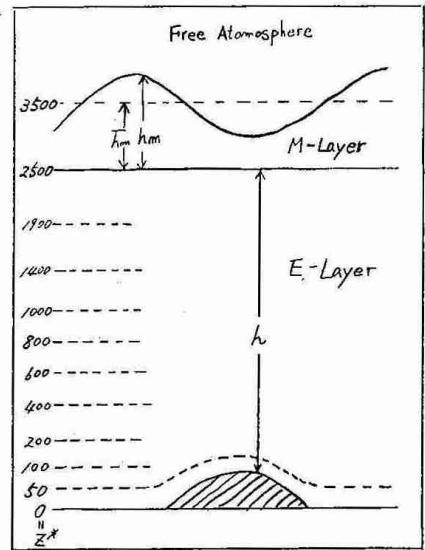


図 2-1 モデルに用いた層

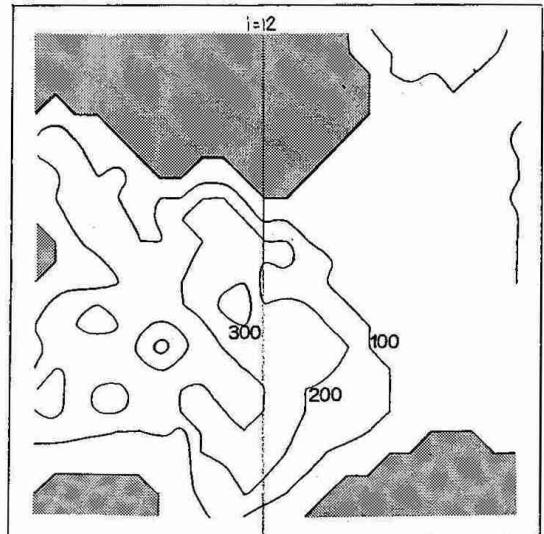


図 2-2 モデルに用いた地形

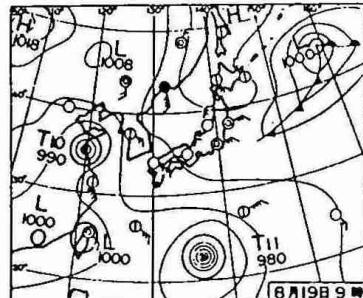


図 3-1 1985.8.19 0900 JST
の天気図

4. 結果・考察

図4-1は、12時の $z^*=25m$ での計算された風のパターンである。海岸線と等高線にはほぼ直交する海風と谷風の循環が現われ、山頂付近が収束域になっている。

アメダスの風のパターンと比べると、海岸線付近では風速に差があるものの風向はほぼ一致している。内陸ではアメダスの風との差は大きくなる。これは実際の風が周囲の複雑な地形の影響を受けているのにに対し、モデルにはそのような地形を取り込みにくいためと考えられる。

谷風は一般に海風と比べ弱く表現されているが、これはこのモデルでは、まだ十分な実験を行っていないため、高い山で300m程度の高度しか与えていないからと考えられる。山頂高度をより高くすると谷風もよく表現されるであろう。

図4-2は、 $I=12$ での風の南北鉛直断面図である。山頂付近で強い上昇流となり、山の東北で下降流となる明瞭な循環が現われている。

図4-3は、同じく $I=12$ での温位の鉛直断面図である。混合層が1000m付近まで発達していることがわかる。

5 参考文献

Kikuchi, Y. and S. Arakawa, F. Kimura, K. Shirasaki and Y. Nagano

1981: Numerical study on the effects of mountains on the land and sea breeze circulation in the Kanto district. J. Meteorol. Soc. Japan 59, 723-737.

気象研究所 1984: 気象研究所技術報告 第11号
「局地風と大気汚染物質の輸送に関する研究」, 217-296

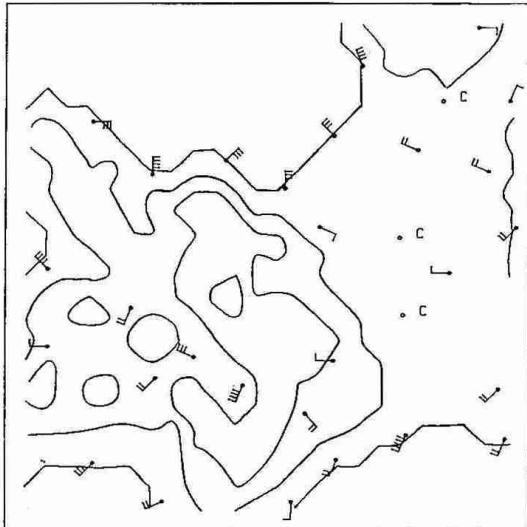


図4-2 1985.8.19 1200 JST
アメダスの風 (矢羽根 / 本 / m)

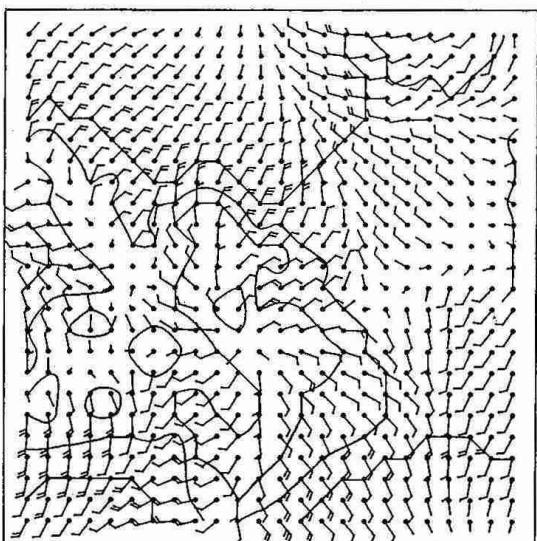


図4-1 1200 LST $z^*=25m$ での
計算された風 (矢羽根 / 本 / m)

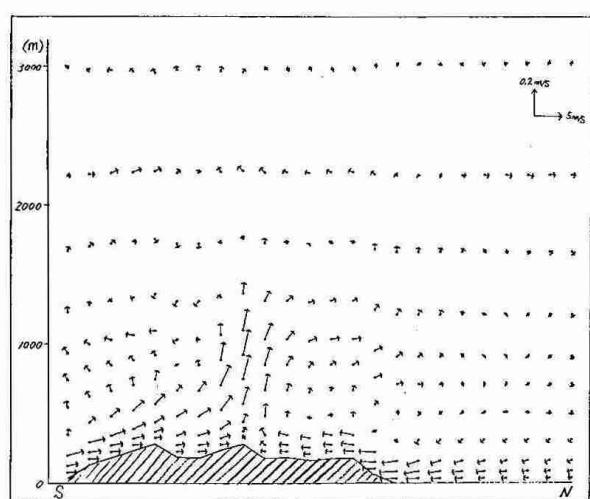


図4-2 1200 LST $I=12$ での
風の南北鉛直断面図

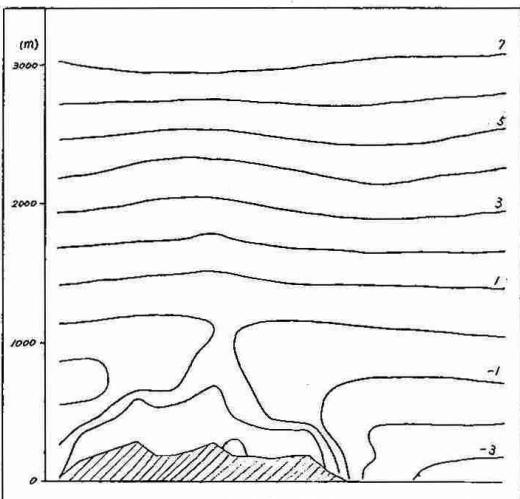


図4-3 1200 LST $I=12$ での
温位の鉛直断面図

6 気象衛星からみた北海道西岸帯状収束雲 一流氷との関係

立花義裕 遠藤辰雄 若濱五郎（北海道大学低温科学研究所）

1) はじめに

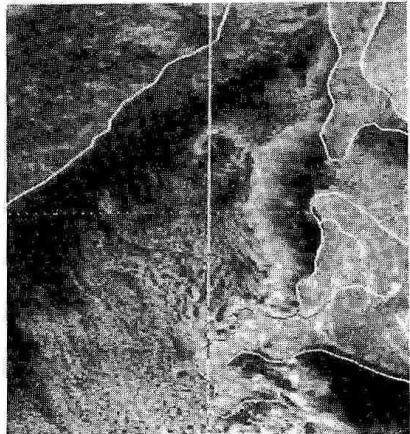
冬季北海道西岸に発生する収束帯状雲（図1）の成因について、岡林（1972）は、冬季オホーツク海が流氷に覆われると、流氷原がいわば大陸の役割を果たし、流氷上に形成された寒気から流れ出した東よりの気流が北西の季節風と北海道西岸沖でぶつかって収束し、そこに収束帯状雲が形成されると推論した。今回は、気象衛星「ひまわり」を用いて、収束帯状雲が出現した日時、出現頻度等を調べると共に、収束帯状雲出現時の気象資料、流氷資料を収集し、流氷との関係について、解析をおこなった。

2) 解析結果

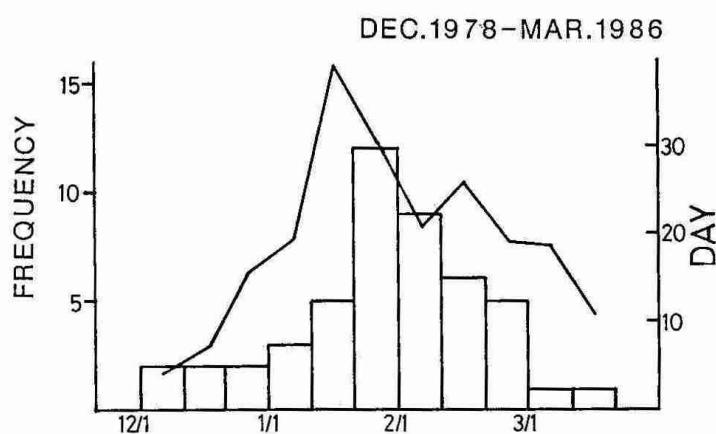
1978年-1986年の冬季（12月-3月）の3時間毎の気象衛星「ひまわり」の赤外画像全てを気象庁気象衛星センターから見せていただき、収束帯状雲の出現の有無を調べた。その結果、8冬間の合計の収束帯状の出現回数は47回（1シリーズの発生から消滅までを1回と数える）で、年平均5.8回である。また、年による変動が大きく最多で1985年-1986年の11回、最少で1978年-1979年の0回である。

第2図は、上記8冬間の収束帯状雲の旬間出現回数である。収束帯状雲は12月に入ると出現しはじめ、1月中旬になると急増し、1月下旬に最頻値を示す。2月に入ると漸減するがその回数は1月上旬-中旬よりも遙かに多い。3月にはいるとその出現は稀になる。

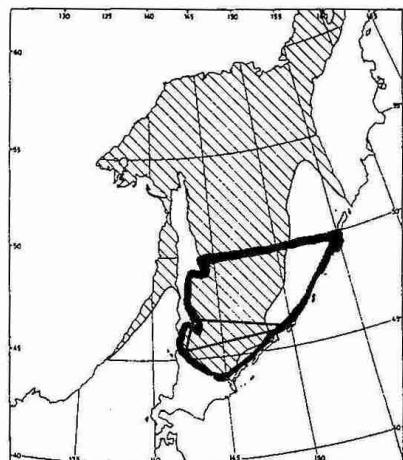
次に、収束帯状雲とオホーツク海の流氷との関係を調べた。流氷データは気象庁海氷観測資料（気象庁）、海氷業務報告（札幌管区気象台、函館海洋気象台）を用いた。オホーツク海の流氷は、その



第1図 1980年2月22日12時
の「ひまわり」の可視画像



第2図 1978年12月から1986年3月までの収束帯状雲の旬別出現回数の棒グラフと稚内上空500mbの気温が-40°C以下となった日数



第3図 1983年2月26日の流氷分布（斜線）、流氷被覆率を集計した領域（太線内）及び、発散を計算した領域（三角形）

年々変動、季節内変動が大きい。そこで、オホーツク海の流氷被覆率に対する収束帶状雲の出現頻度を調べた。流氷被覆率については次のように分類した。流氷データをもとに、オホーツク海南部（北緯50度以南、図3の太線内域）の海域が流氷に覆われている割合を1978年-1985年までの12月-2月について、それぞれ計算し、その値が10%以下の期間をA、10-30%をB、30-50%をC、50%以上をD期間とした。図4がその結果である。これによると、流氷面積が増大するほど収束帶状雲の出現頻度が増大することが分かる。

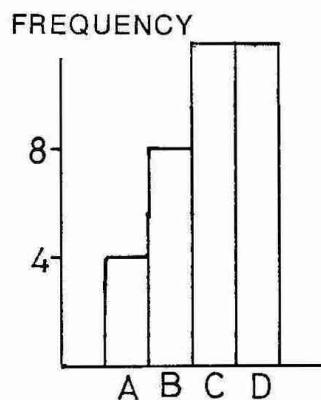
3) 考察

以上よりオホーツク海の流氷と収束帶状雲との関係を肯定することは早計である。図5下段は1983年2月21日-22日（流氷被覆率D期間）の稚内-ユジノサハリンスク-ウルップで囲まれる三角形（図3の三角形）の収束発散を示している。図中の矢印は収束帶状雲が発生している期間を示す。これによると、流氷上からの下層発散が必ずしも明確ではない。もし、流氷上につくられた下層寒気が流出するのであれば、流氷上の下層大気は発散域となるはずである。また、流氷面積が最大となる3月における発生が極端に少ない。そこで、流氷と収束帶状雲との関係については次のように考えた。

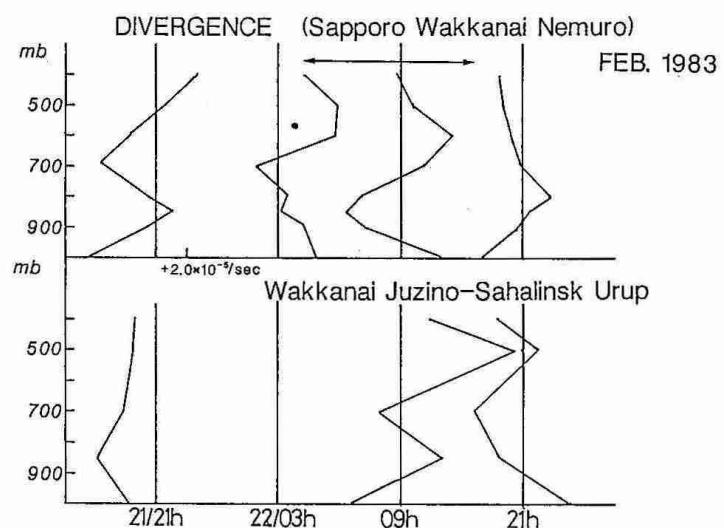
収束帶状雲が発生しやすい総観場的環境（例えば村松（1976））が一冬間に数多く起ったとする。このときの総観場が、流氷原を拡げるための大気条件と同じであれば見かけ上は収束帶状雲と流氷との関係は正になる。例えば麻生（1980）は低気圧の位置とオホーツク海の流氷との関係を論じておらず、また菊地等（1975）は低気圧の位置と降雪パターンとの関係を調べている。このように、オホーツク海の流氷と収束帶状雲との関係は直接的作用としての影響ではなく寧ろ、同じような総観場で起こる、単なる同時現象であると考えるべきではないだろうか。

参考文献

- 岡林俊（1972）気象衛星からみた雪雲と降雪についての研究への利用、気象研究ノート、113号
 村松照男（1976）石狩湾小低気圧による大雪、札幌気象100周年記念論文集
 麻生正（1980）オホーツク海の海氷分布について、日本気象学会北海道支部会だより第31号
 菊地勝弘、石川照高、七沢謙、由田建勝（1975）台風、集中豪雨雪の防災計画モデルに関する研究、
 5豪雪



第4図 流氷の被覆の進行段階に対する収束帶状雲の出現頻度。1978年12月-1985年2月



第5図 1983年2月21日-22日の三角法によって求めた発散（上段：稚内、札幌、根室 下段：稚内、ユジノサハリンスク、ウルップ）

7 オホーツク海高気圧の下層寒気の生成機構

大川 隆（札幌管区気象台）

1 まえがき

オホーツク海高気圧の形成の主因は対流圈上・中層の流れにあるが、寒冷海水面上の大気境界層内は海霧となる。海霧層より上空は高気圧圏内の下降流により快晴となる。今回、地上に低温をもたらすこの下層寒気の生成過程を探ってみた。

2 海霧層内の冷却の事例考察

第1図は1957～1965年の6回の7月～8月前半の夏季低温時の札幌850 mb 気温の出現頻度をみたものである。これによると、850 mb では頻度の比較的大なところでの低温は10°Cである。

これを湿潤断熱減率 $0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ でおろしても、地表では18～19°Cの低温にしかならない。実際にには、札幌で日中15～16°C、網走や釧路などの海岸部では10°Cまたはそれ以下の強い低温となる。これらについて、工藤（1984）の取り上げた典型的なヤマセの場合の事例について筆者なり

の考察を行ってみた。第2図はその時の天気図である。第3図はこの時の各官署の高層状態曲線である。図中、各地点の地上気温に対する湿潤断熱線を細破線で、観測所近傍の海面水温を太矢印の長さで示してある。これによると、三沢を除いては各地点とも、地表から逆転層の気温低極層まで、殆んど湿潤断熱減率で分布している。すなわち、この層内では空気は湿潤断熱的によくかくはんされているわけである。また、根室を除き、いずれも地表気温が海面水温より低くなっていることは、後述するようにそれなりの理由があるとみている。

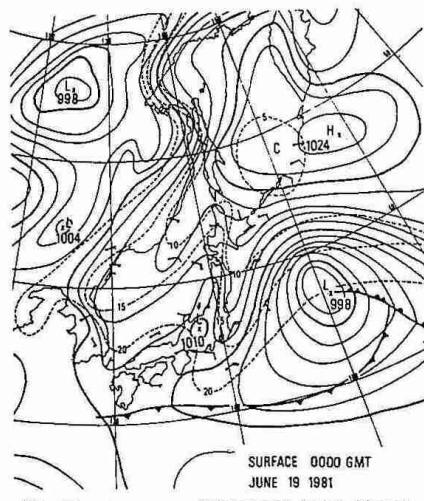
次に、各観測所の状態曲線の09時、21時の昼夜の差異を調べたところ、仙台の観測で第4図にみるよう日に特徴ある日変化が見出された。相対湿度からみた海霧層の上部3分の1の高さ700～1100mの層では、21時には日中の日射による昇温とみられる高温状態、09時には夜半から朝方の放射冷却とみられる気温下降が認められる。

加藤（1985）は、1979年の梅雨期について、オホーツク海域における大気中の熱収支解析を行った。彼の研究では、海霧層上部で7～8 K/dayの非断熱冷却が見積られている。Ohta & Tanaka（1986）は5月の館野の資料を初期値とする放射霧の数値実験を行なった。その結果によると、霧層上部において、明け方3時から朝8時にかけての5時間にわたり $1^{\circ}\text{C}/\text{hr}$ 、うち4時～5時には $2^{\circ}\text{C}/\text{hr}$ の放射冷却が見積られている。スティーブンスら（Stephens et al, 1978）のオーストラリア東海岸沖の海上での航空機による層積雲の観測では、雲層上部で日射による $1\text{K}/\text{hr}$ の加熱率、長波放射による $2\text{K}/\text{hr}$ の冷却率を測定している。

3 下層寒気の生成機構

前節の考察を勘案して、筆者は以下に述べるようなオホーツク海高気圧による下層寒気（海霧）生成のモデルを作成した。

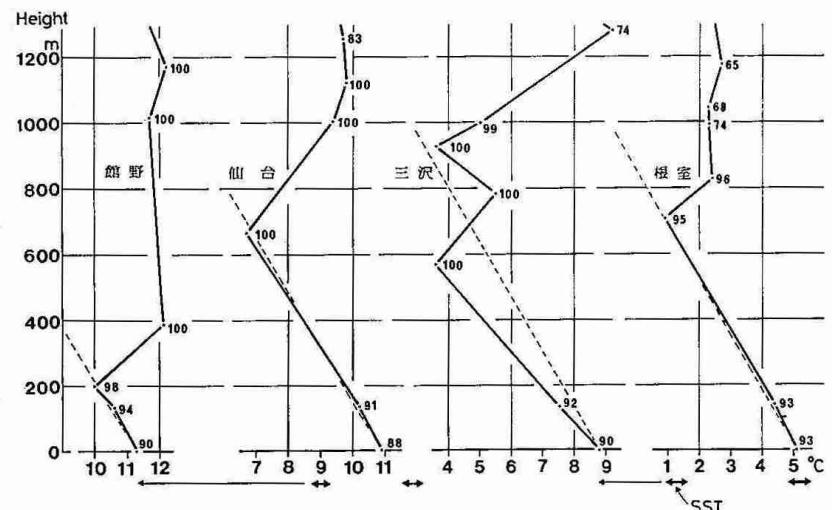
流氷融解後のオホーツク海の寒冷海水面に接している空気は、冷却による密度増大と海面摩擦によって海水面上に滞留する。その結果、第5図にみるように、海面上の気層Aは飽和に達し、その上の気層Bもかなり飽和に近い状態となり、T-eダイヤグラム上では（b）図のように位置することとなる。この両気層A, Bは、弱い乱流内とはいえ混合して気層Cとなると、沢井（1982）が解説しているように、過飽和となって海霧が発生する。その後C層の下部が海面水温で冷されて、再びA層のようになり、C層の更に上の層を含めて混合し、この海霧層は上に向って成長する。その成長上限高度は、その地点における乱れの度合と高気圧による下降流の強さの釣合によって決るものである。ここ



第2図 オホーツク海気団の吹き出し時の地

上天気図（1981年6月19日00Z）

工藤（1984）による。



第3図 1981年6月20日12Zの4地点の高層状態曲線。細数字は相対湿度。

で、乱れの度合には、単なる乱流拡散のほかに、以下に説明する垂直不安定による対流効果が重複作用していることを力説したい。

オホーツク海高気圧の圈内は下降流となるため、海霧層より上空は快晴となる。このような大気の中に一旦霧が発生すると、その放射収支は一変する。第5図(a)で海霧層をSからRまでの層厚とするとき、その上部層Q-Rは夜間から朝方にかけて、曲線Fで示すように長波放射によって冷却させられ、海霧層内の対流が活発となる。その結果、海霧層内の平均的な状態曲線G-Dは低温側に移動し、その地表気温 T_0 も海面水温より低くなる。

日中になると、この海霧層上部は曲線Jでみるように、日射で昇温しやや不安定となる。その結果、この層とそれより上の一般流との間に弱い対流混合が引き起される。このことは、旅客機の窓から層雲の表面に発生する規模の小さい塔状積雲がみられることがある。オホーツク海高気圧出現時には、その上空の対流圈中～下層に強い寒気が流入する。この寒気は気層Jによる対流混合によって曲線Gを低温側に移行させ、ひいては曲線Fをもより低温側に偏倚させ、最終的には T_0 をも低下させるものである。

従って、筆者の定義したE型、N型のオホーツク海高気圧の場合は上空に強い寒気が流入しているため 海霧層上部の日射による昇温、長波放射による冷却の両効果とも、海霧層を寒冷化する方向に作用するものである。R型の場合には、海霧層の上空が暖かい気柱となっているため、夜間の放射冷却の効果のみが海霧層を寒冷化することになるとみている。この海霧層の低温化がどの程度で止み、定常状態に達するかは、海面水温、海霧層上空の流入寒気の強さ、その地点の乱流拡散の程度によって決まるものである。

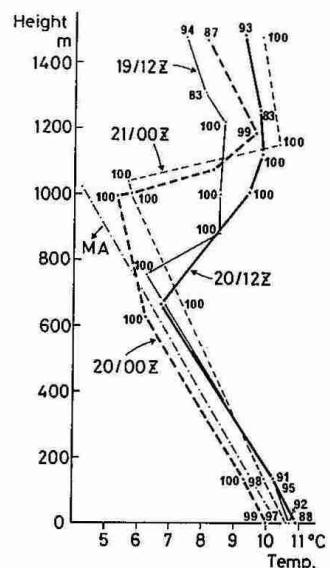
ところで、以上に述べた海霧層寒冷化の機構は、海上から沿岸部にかけて海霧が顕在化している地域でいえることである。霧や層雲の晴れ間の現われる北海道や東北地方の内陸部から日本海側にかけての地域では、この海霧層とそれより上空の流入寒気が十分に混合して、地表から1000～2000mの高さにわたっていわゆるエクマン層となるため、対流圈中～下層の寒気の影響する割合は大きくなるとみられる。この寒気層の温位は、第3図から推定できるように、海霧層のそれより7～8Kまたはそれ以上高いため、上空の空気が下降しながら混合するこれらの地域では、オホーツク海側や太平洋沿岸部より日中の気温で5～6°C高温となる。

4. あとがき

オホーツク海高気圧にまつわる諸現象の中で、ここで論じた海霧層内の放射収支は、こここの現象に限らず、気象学における最も立ち遅れた分野の一つである。雲層内での観測値も未だ断片的にしか得られていない。今後の強力な研究の推進が望まれる。

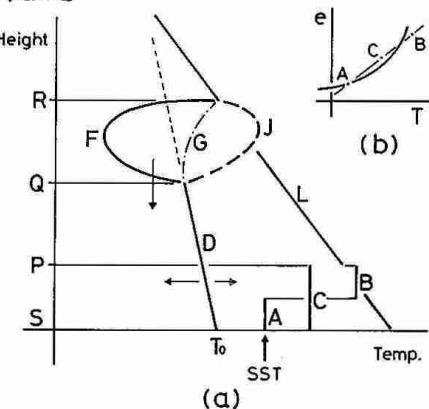
引用文献

- 加藤内蔵進, 1985: オホーツク海域における大気中の熱収支と下層気温の変動について
—— 1979年の梅雨期における事例解析 ——, 天気, 32, 425 - 433。
- 工藤泰子, 1984: 典型的なヤマセ時のオホーツク海気団の特性 —— 1981年6月18～21日の事例解析 ——, 天気, 31, 411 - 418。
- Ohta, S. and M. Tanaka, 1986: A Numerical Study of the Formation and the Dissipation of Radiation Fogs, J. Meteor. Soc. Japan 64 65 - 77.
- 大川 隆, 1973: オホーツク海高気圧の成長機構, 研究時報, 25 65 - 77。
- 沢井哲滋, 1982: 霧の理解のために, 天気, 29, 731 - 747。
- Stephens, G.L. et al, 1978: 会田勝著(1982) 大気と放射過程, 気象学のブロムナード8, 東京堂出版, pp 204 - 221。



第4図 仙台における1981年6月19日～21日の高層状態曲線。

破線: 00Z, 実線: 12Z
各点の細数字: 相対湿度
鎖線MA: 濡潤断熱線



第5図 (a) 海霧層の生成から寒冷化へのモデル
L: 初期状態曲線, F: 長波放射による冷却
J: 日射による加熱, SST: 海面水温
D: 冷却後の湿潤な状態曲線
(b) T-eダイヤグラム上での飽和水蒸気圧曲線と海面上の気層A, Bの混合による海霧層Cの生成の模式図, e: 水蒸気圧。

8 レーダー・エコーの進入方位別にみた札幌市内域の降雪特性とエコーの出現頻度特性

遮馬芳雄・菊地勝弘(北大・理)

札幌市内域の降雪特性と季節風卓越時の風上にあたる石狩湾上のレーダー・エコーの出現頻度特性を統計的に調べることは、降雪のメカニズム、特に、陸や海の違いによる地形等の地理的要因による降雪を理解する上で重要なことである。今回の報告は、札幌市青少年科学館に設置された15分毎、仰角-0.2°で1983年2月から1985年3月までの3冬期間8ヶ月間に収録された簡易気象レーダーのデータをもとに、札幌市内の降雪状況とエコーの進入方位、出現頻度を統計的に解析を行った結果である。

解析に用いたデータの収録範囲と地形、及び、主要な地名を図1に示した。図中の右下の座標の原点がレーダーサイトの青少年科学館の位置である。エコーの進入方位は15分間隔で連続的にとられた2枚のエコーのうち石狩湾上のデータだけを用いて相互通関法を求めた。すなまち、石狩湾全体としてのエコーの動き(進入方位)を求めた。解析期間中、全体で4958例の進入方位が求められ、そのヒストグラムを図2に示した。最高頻度は西北西で10%を超えたのは西南西から北々西の5方位であった。このうち札幌管区気象台での10分間降水量が0.5mm以上の降雪を記録した時のエコーの進入方位を図3に示した。全体で534例あり、最高頻度は北西で10%を超えたのは西北西から北々西の3方位であった。図2と図3を比べると、札幌管区気象台に降雪のある時のエコーの進入方位は最高頻度が北にかけられ、頻度分布がシャープになっている。すなまち、西方向からのエコーの進入に対する降雪をもたらす機会が少ないことを示している。次に、降雪をもたらす場合のエコーの進入方位の分布が札幌市内ごとのように変わることを調べるために市内7か所にある土木事業所における1日3回(9:00~15:00, 15:00~21:00, 21:00~翌9:00)の降雪深の記録から求めたヒストグラムを図4に示した。図中実線は1cmでも降雪が記録された場合、破線は5cm/h以上の大雪がおこった場合で括弧に全頻度を示した。内陸及び破線の降雪では最高進入方位は北西であるが、西区、北区、東区の海岸に近い北部にある事業所の実線の降雪では西北西となっている。降雪の機会は南北で比べると海岸に近い北部が多く、東西で比べると山側の西部が多くなっている。

進入方位別のエコーの出現頻度を図5~10に示した。図5~10は進入方位が順に西南西、西、西北西、北西、北々西、北からの場合の出現頻度分布図である。図5,6の西南西、西からの進入の場合は、積丹半島の山岳地帯でさくかけを受けた擾乱が海上を進行するうちに暖かい海面から水分と熱の供給を受け石狩湾上で発達してゆくような出現頻度分布が得られた。そして、多頻度帶は札幌市内上空には達していない。図7~10の西北西、北々西、北からの進入の場合は、進行方向右側に陸地がある石狩湾南部で出現頻度が多くなっている。これは、海と陸の粗度の違いによる摩擦の影響と考えられる。すなまち、上空では地衡風が吹いていても下層では摩擦によって風が左に曲げられる。海と陸では陸の方が摩擦が大きくより左に曲げられ、進行方向右手で、擾乱のさくかけとなる山岳も多々石狩湾南部でエコーがなくなるものと考えられる。さらに、図7の西北西からの進入の場合、小樽から銭函にかけての海岸線より少し沖合で東西に延びる帶状の多頻度帶となっている。そして、この多頻度帶は札幌市内の東端にかかっている。図8の北西、図9の北々西では、多頻度帶が海岸線上、内陸の山岳地帯にそって多くなり、札幌市内まで侵入している。これは、進入方位が北よりもなるにつれて、小樽から銭函にかけての山岳地帯にエコーが直接ぶつかるようになるためと考えられる。この様子は、東根(1985)によるアメリカ五大湖のエリー湖に適応された数値モデルを石狩地方に適応した数値計算の結果とよい一致をしている。すなまち、初期条件として北西の風(315°), 12m/s, 混合層の高さを3Kmとして計算を行った結果、石狩湾内の風向は295°~300°が得られ、この方位は図7の西北西の場合に対応する。この時の降雪は、小樽から銭函にかけての海岸線付近で少なく、石狩と厚田の中間付近で多くなるような傾向がみられる。風向だけを北々西(337.5)として他の初期条件同じで計算をすると、石狩湾内の風向は320°~330°すなまち、図7の北西から図8の北々西にかけての風向となり、小樽から銭函にかけての山岳地帯で降雪が少くなり、厚田付近の内陸で減る傾向がみられる。定性的ではあるが、エコーの頻度分布とこの数値計算結果とにはかなりよい一致がみられた。

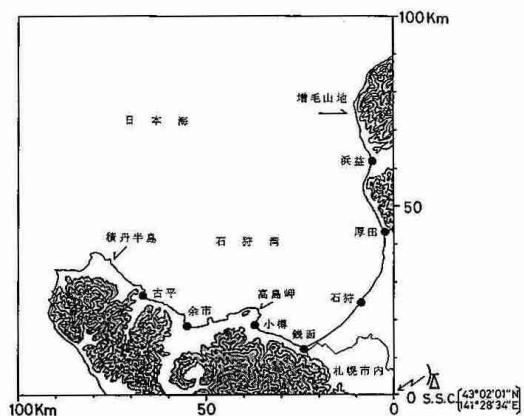


図-1

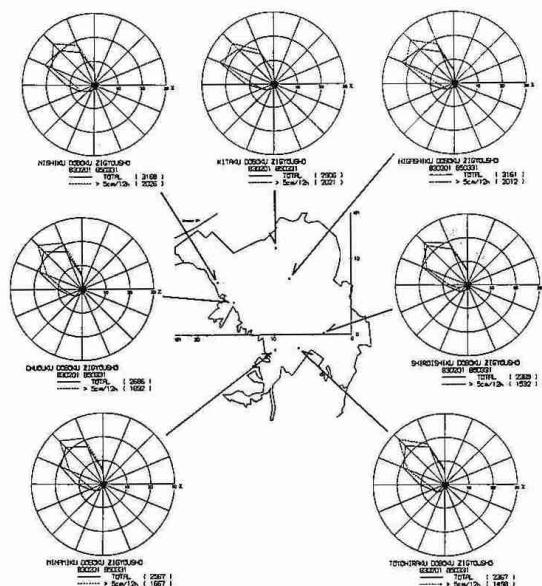


図-4

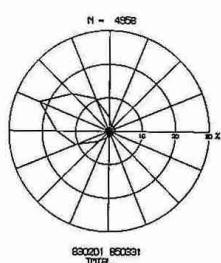


図-2

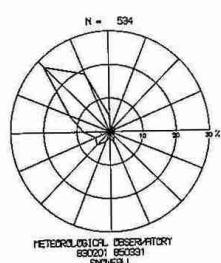


図-3

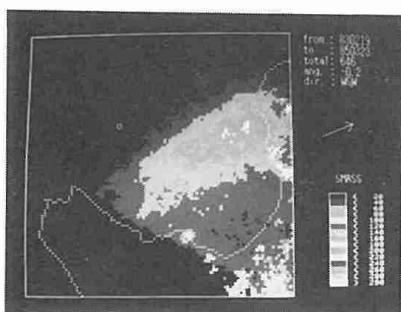


図-5

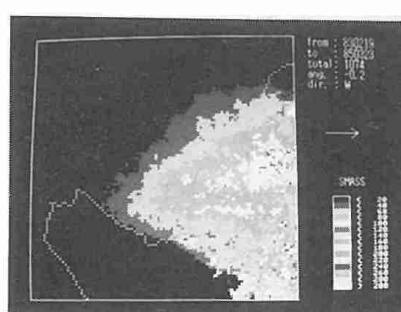


図-6

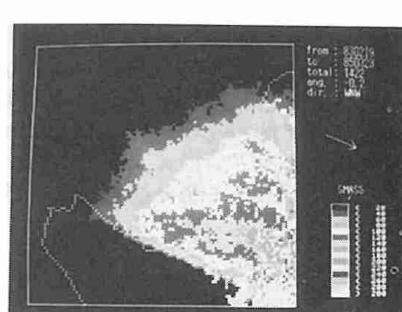


図-7

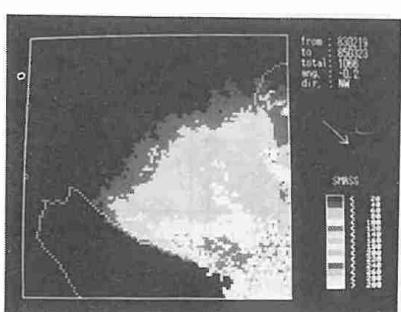


図-8

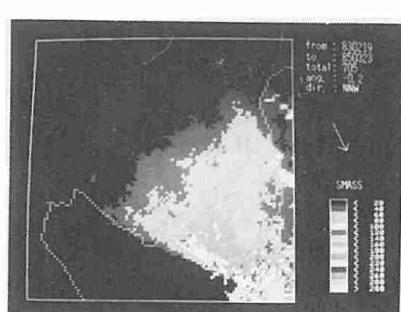


図-9

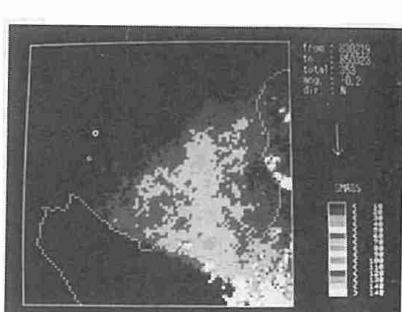


図-10

9 石狩平野における降雪時の陸風の構造

坪木和久 藤吉康志 若濱五郎 (北海道大学 低温科学研究所)

1. 序

1985-86の冬に低温研屋上に設置したドップラーレーダで降雪雲を観測した。この観測中、北西季節風の下に南東の陸風がしばしばみられた。この陸風は北西風に比べて冷たく乾いており絶対安定な気層を形成している。また陸風は海岸線付近で北西風との間に陸風前線を形成し、ここでエコーは急激に発達し、その後急激に衰弱する。このため降雪域は、このような場合前線のある海岸部に集中する。その例として図1に1986年1月11日の陸風がみられた時のエコーの時間変化を示す。

この南東の陸風は日変化を示さず、また海岸から札幌付近まで南東風であるが恵庭付近では北西風となるという特徴がある。即ちこの陸風は普通の海陸風循環によるものではないといえる。アメダスのデータを解析する事により、この陸風は滝川・美唄方面から流れ出す冷気流が、平野中央部で分流し、そのうち北西へむかっただものであることがわかった。

2. 陸風の構造

図2に陸風がみられたときのドップラー速度から求めた水平風の分布を示す。このとき陸風がよく発達しており、海上は北西風であるのに対し陸上は南東風である。海岸線付近に風の収束域があり、ここに陸風前線が形成されていることがわかる。

このときの水平風のレンジ2kmごとの鉛直プロファイルを図3に示す。方位角は300°で、両方の風系にほぼ平行である。陸風は北西風の下にくさび状に入り込んで、13km付近に前線を形成している。前面の傾斜は小さく、8kmよりレーダ側ではほぼ水平である。

陸風層の上はシアーアーの強い層が覆っており、その高さは陸風の2~3倍程度である。水平方向には前線から10kmほど遠方まであり、遠方程シアーアー層の厚みが減少している。北西風大気は陸風があると強制上昇させられるが、そのほかにシアーアーの強い層が傾いて存在する事により水平方向にも風速が減少し収束が起こって上昇流ができると考えられる。前線の十分後方では前面もシアーアー層も殆ど水平であるので、強制上昇も収束もなく上昇流は起こらない。

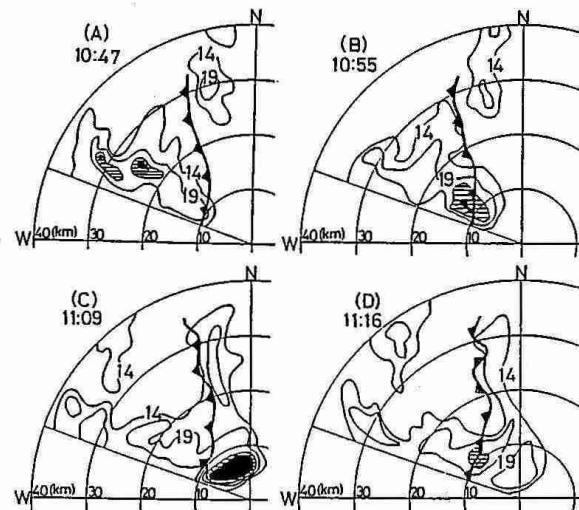


図1. 1986年1月11日にみられた陸風のあるときのエコーの時間変化を仰角1度のPP-Iでみたもの。また陸風前線の位置を示す。

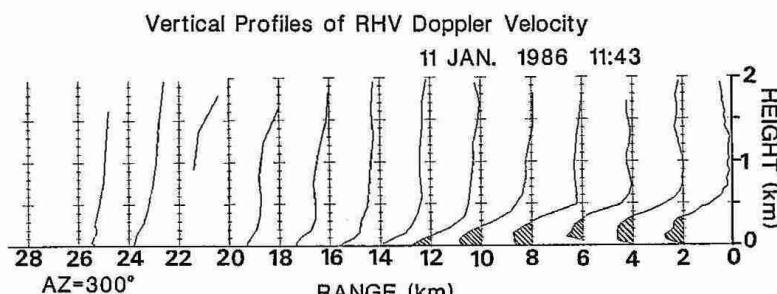


図3. レンジ2kmごとの水平風速の鉛直プロファイル。各軸を中心として±10m/s。斜線部は陸風を示す。

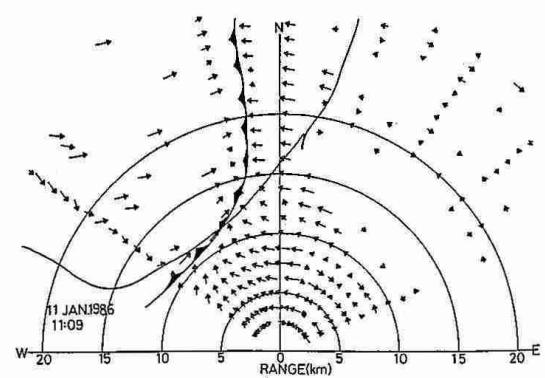


図2. ドップラー速度から求めた水平風速の水平分布。

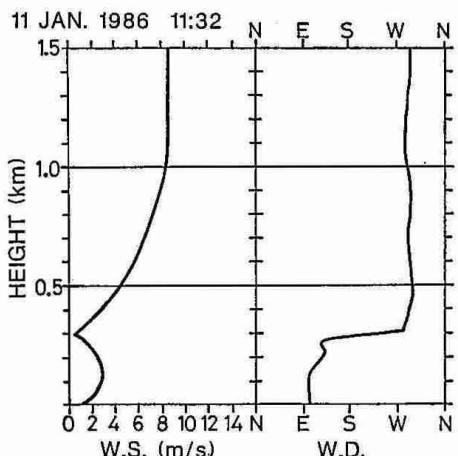


図4. VADから求めたレーダ上の風向風速の鉛直プロファイル。

図4にVAD(円錐走査)から計算したレーダ上の風向風速の鉛直プロファイルを示した。高度300m付近を境にして上ではWNW、下ではESEと風向が180°逆転している。これは南東から北西に向かってひらいた平野に沿って季節風が吹き込み、その下に陸風が吹き出している事を示している。それぞれの風系内では風向が一様であるのも特徴的である。風速については、風向の逆転高度と地上に極小があり、その間の陸風層は中央にピークを持つジェット状をしている。陸風層の上には1000m程度の高さまでシーアーの強い層がありその上は一様風となっている。300～1000mのシーアー層は陸風と北西風の間で運動量が輸送される事でできたと考えられる。即ち、陸風大気の北西風大気へのエントレインメントが起こっている。このとき熱と水蒸気も運ばれるので、冷たく乾いた陸風は、暖かく湿った北西風大気の気層を安定化しようとする。このため陸風の上へ進行してきたエコーは急速に衰退していくと考えられる。

3. 陸風前線の構造

1986年1月20日22時ごろ滝川・美唄方面から冷気の流出が起り、23時ごろレーダ上を陸風前線が通過した。図5はRHV(鉛直走査)のドップラー速度から検出した前面の形の時間変化である。方位角120°～300°断面に沿って図の右から左へ進行する陸風前線の前面の形が明らかである。前線は23:15にレーダ上を通過した。この時の水平風の鉛直シーアーの絶対値についての時間高度断面を図6に示す。また各時刻での前面の高さを示した。シーアー層は前線の通過とともにでき始め、その後発達していく様子がわかる。即ち陸風を覆うシーアー層は陸風によって形成されたことがわかる。また前面に沿ってシーアーの強いピークがあり、陸風層の中央にはシーアーの弱い領域がある。これは陸風が一様な流れで、その上を北西風との摩擦で、下を地面との摩擦でおさえられているためであると考えられる。またこのため陸風の風速プロファイルがジェット状になると考えられる。

VADのドップラー速度から水平発散を計算し、連続の式を用いてそれを積分する事で鉛直流の鉛直プロファイルを求めることができる。その様にして求めた鉛直流の前線通過時の時間高度断面を図7に示した。前線の前上方の高さ1kmのところに約1m/sの上昇流のピークがある。この上昇流は1000m以下の収束に依るもので、この上昇流があるために、前線の所で急にエコーが発達すると考えられる。また前線の後方では上昇流が無く、むしろ弱い下降流になっている。このことは1月11日の観測で見られた前線後方でエコーが急に弱まるということとよく対応している。

4. まとめ

冬の石狩平野でみられる陸風は、滝川・美唄方面の低地から流れ出す冷気流が分流したものである。陸風層は厚さが300～500m程度であるが、その上に1000m付近までシーアーの強い層を形成している。前線付近には上昇流があり、ここではエコーが急激に発達する。一方その後は降水粒子が落下するのみでエコーは急激に衰退する。これは陸風大気が北西風大気に取り込まれることで気層が安定化することと、前線後方には収束や強制上昇が無く上昇流が起らなかっため、新たに降水粒子が生成されないからと考えられる。

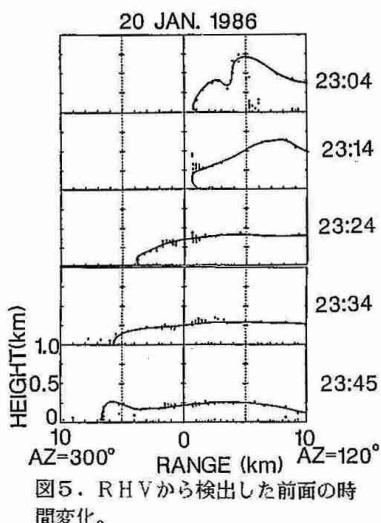


図5. RHVから検出した前面の時間変化。

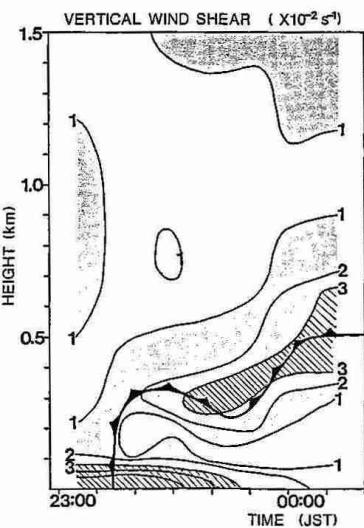


図6. 1986年1月20日の前線通過時の鉛直シーアーの絶対値の時間高度断面。

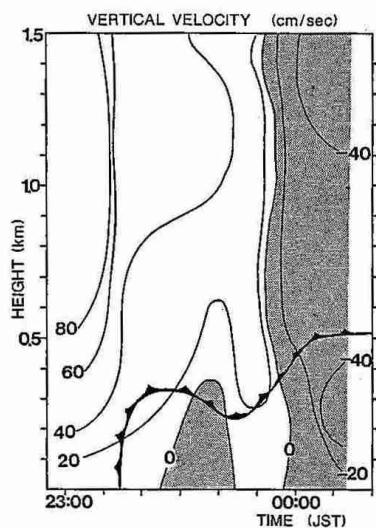


図7. 1986年1月20日の前線通過時の鉛直流速の時間高度断面。

10 1983年2月26日、札幌全域に降った大雪に関する事例解析

—その2—

遠藤辰雄・若瀬五郎(北大・気象科学研究所)

1.はじめに

都市の過密化、近代化の進んだ150万都市札幌に数年に1度といふ記録的な大雪がみられた例として1983年2月26、27日の最近の降雪が挙げられる。この2日間、札幌地方はほとんど休むことなく連続的な降雪がみられ、新積雪が1cmを越す記録的な大雪となつた。降雪水当量では札幌の市街地で71mmと最大で、これを中心にほぼ同心円状に降雪があることがわかった。この期間の石狩平野全図は一般的に風が弱かつたのでアメダスの降雪水星計の捕捉率も高く、また降雪の総量が多くたのでアメダスの時間記録を解析する上で適切な条件にあつたといえる。

2.結果

図1は札幌の高層気象観測の資料にもとづく、相当温位の時間断面図である。25日から風上の日本海上で積雪対流が活発におこり、4~5kmの高さまで良く混合された気層として巻きこまれていてこれがわかる。図中の矢印は札幌管区気象台のレーダーによるエコー頂高度の範囲を示す。この一連の大雪の期間の気象衛星の雲画像を調べてみると、初めに石狩湾小低気圧が、次にTモード、Lモードの雲パターンがつづき、最後に西岸帶状収束雲の順に終りていふことがわかる。その明確に区分された4段階の期間は図1の下端に示すところである。

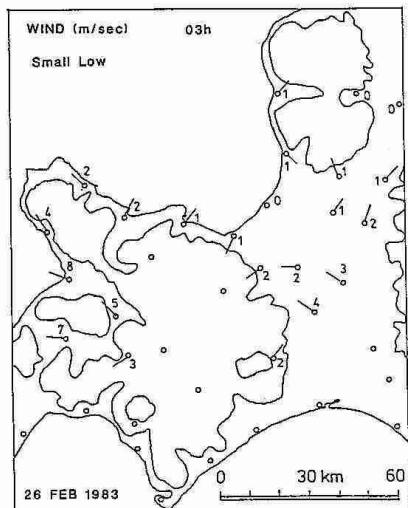


図2 石狩湾小低気圧時の地上風系

図1では石狩湾小低気圧のときのエコー頂高度が6000mまで達しているのが注目される。

3時間毎の衛星画像では大まかに降雪の様子の期間を区分することになる。しかしこれをアメダスの1時間毎の降雪域の変化に着目して調べたところ、図4の(a),(b),(c),(d)に示す期間として4段階に詳しく区分することができた。これは毎時の降雪域の重心の時間推移を丸め(e)~(h)に示すが、その動きが明らかに異なっていることがわかる。(a)のステージでは図2の風系に石狩湾岸に沿った反時計回りの回転があり、大雪は小樽、余市に偏り、江差町では降りないことがわかる。この降雪域の推移ははじめ最も内陸で降雪があり、これが順次風下側へ移動して

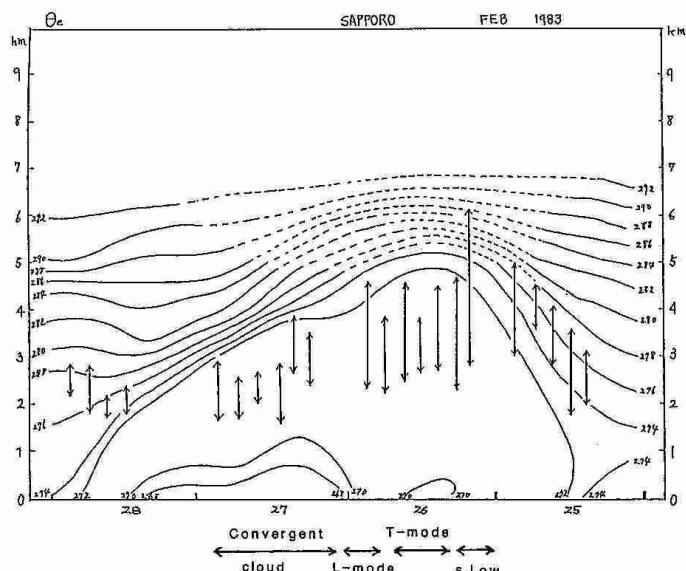


図1 札幌上空の相当温位の時間断面図 矢印はエコ-頂高度

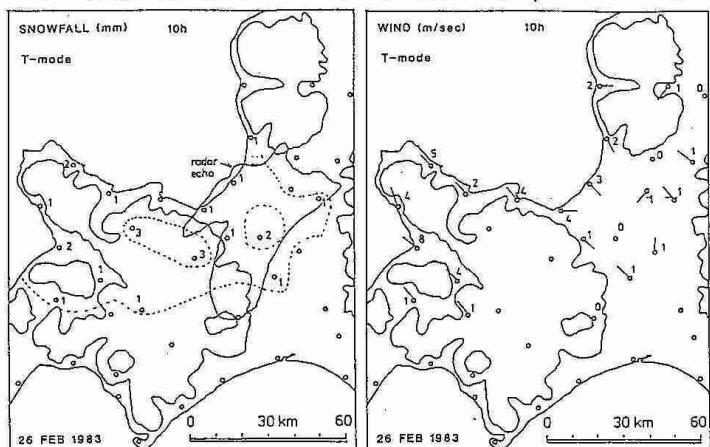


図3 Tモード時の降雪域(野幌)とそれを示す地上風の發散

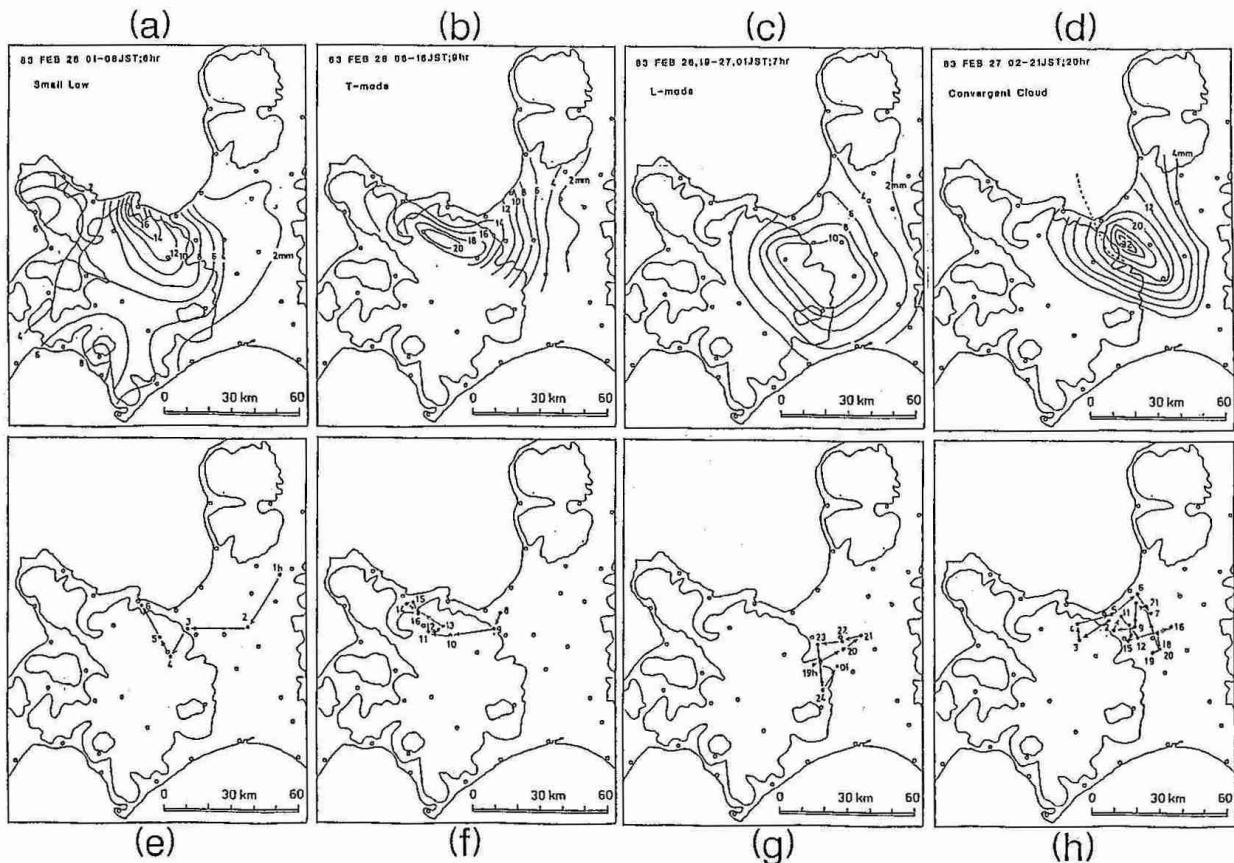


図4 4種のモードに対する積算降雪量の分布と時間降雪域の重心推移
小樽地方の海岸に寄つていくのがみられる。(b)のTモードの降雪域は主に海岸部に偏つていて、ここでも重いは風上側へ寄つていくのがみられる。特に図3のように多降雪域を中心にして地上風が発散しているところが注目される。これは降雪に伴う下降流がもたらしたものと考えることができる。次の(c)のLモードでは重心が内陸部へ侵入していくのが特徴である。(d)の帯状収束雲の風系は図5からわかるように破線を境にして二つの気流が収束していることが明確にみとめられる。この降雪様式は約20余時間つづいたため(d)にみられるように中心の木し塊では32mmに達しこれは64cmの積雪に当るまで、この一連の大雪の積雪は主にこのモードで落いたことがわかる。図4の(e)と(f)でみられた降雪域の風上へのシフトは図6の(1)～(3)の順で前の降雪の下降流がくるプロットが次の降雪域を説明して、降雪域が風上へ移動していくものと見えると説明できる。

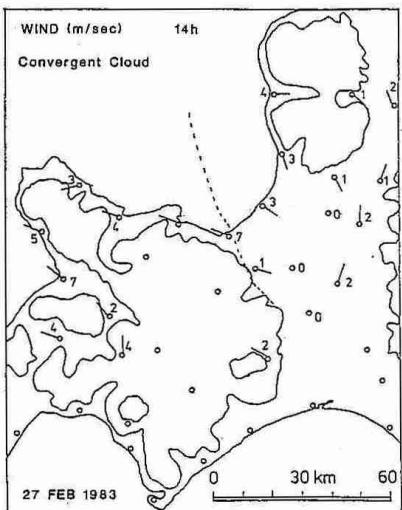


図5 収束帶状雲のときの風系

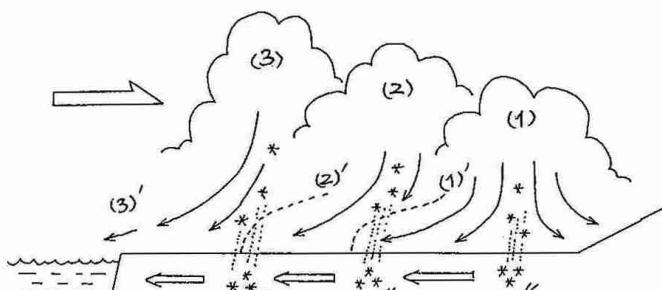
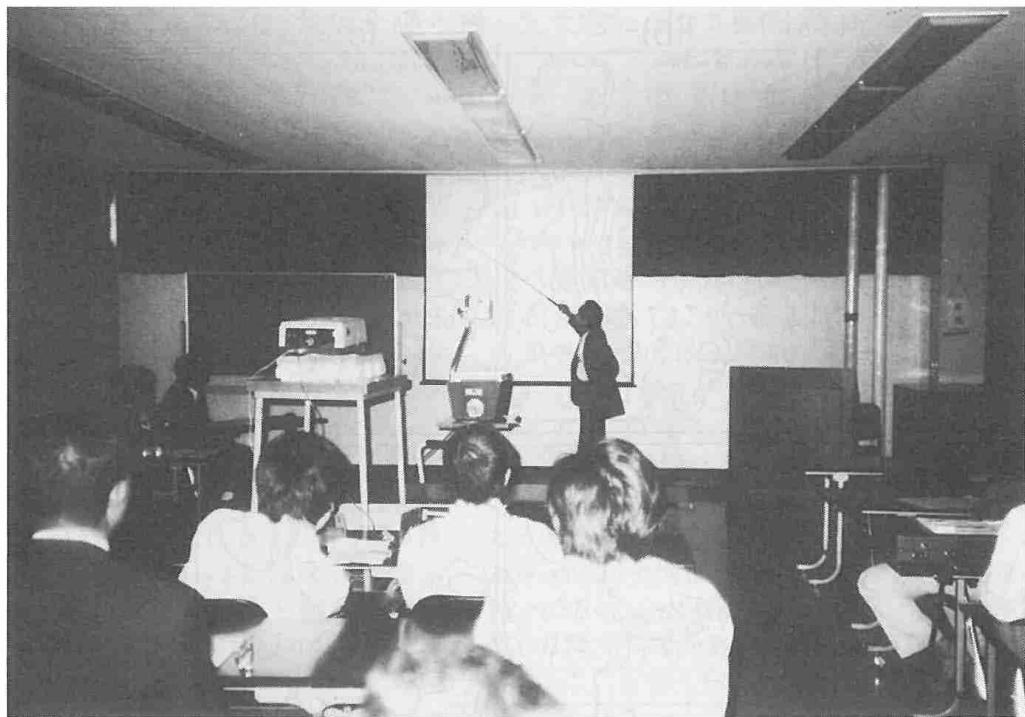


図6 降雪域の時間推移機構のモデル

3. まとめ

- 1) この大雪では風が弱く降雪量が多いためアメダスの降雪水量のデータが時間分解のより解析を可能としためくまれた例といえる。
- 2) 一連の大雪は衛星画像と降雪域のシフトの解析により詳しく4段階のステージに区分された。
- 3) この大雪をもたらした主役は帶状収束雲の様式であった。
- 4) 降雪に伴う下降流が推進されるケースが多くこれが降雪域の風上へのシフトの原因となると考えられる。
- 5) Tモードの降雪は海岸地方にまたLモードでは内陸地方に天と降雪をもたらすことがわかった。



研究発表（室工大 望月 定氏） S 61. 11.14



座 長（北大理 上田 博氏） S 62. 6.10

昭和62年度第1回支部研究発表要旨

日時：昭和62年6月10日（水）13時～15時
 場所：北海道大学学術交流会館第1会議室

1. スコールラインに伴って発生したマイクロバーストについて
 北大・理 ○小林 文明 94
 菊地 勝弘
2. 係留気球による大気境界層内のエアロゾルの測定
 北大・環境研 ○石岡 太 96
 李 東仁
 北大・理 菊地 勝弘
 谷口 恭
3. 北海道オロフレ山系の降雨機構
 -雲の二層構造による降雨の増幅-
 北大・理 ○岩波 越 98
 菊地 勝弘
 上田 博
 谷口 恭
4. チベット高原のまわりの寒気の流れについて
 札管・観測課 豊田 威信 100
5. 気象庁微格子モデルによる降水の予測能力
 -じょう乱別に見た降水の予報特性-
 札管・予報課 若原 勝二 102
6. レーダーから見た北海道西岸羽幌沖の小低気圧の形成過程
 北大・理 ○小林 文明 104
 菊地 勝弘
 上田 博
 谷口 恭
 加藤 聖治
 城岡 竜一
 藤井 雅晴
7. 北海道西海上に現れる弧状雲の発生に及ぼす地形の効果
 北大・低温研 ○藤吉 康志 106
 若浜 五郎
8. 北海道西岸帶状収束雲の上陸地点について
 北大・低温研 ○遠藤 辰雄 108
 立花 義裕
 若浜 五郎

I スコールラインに伴って発生したマイクロバーストについて

小林文明・菊地勝弘（北大理）

1. はじめに

1986年9月23日、21時30分頃、北海道空知管内北村から美唄市を小規模擾乱が通過し、住宅ならびに農作物が炎風により多大の被害を受けた。我々は現地に赴きのべ2日にわたる詳しい被害調査を行い興味ある結果を得たので、この小擾乱の特徴を報告する。

2. データ

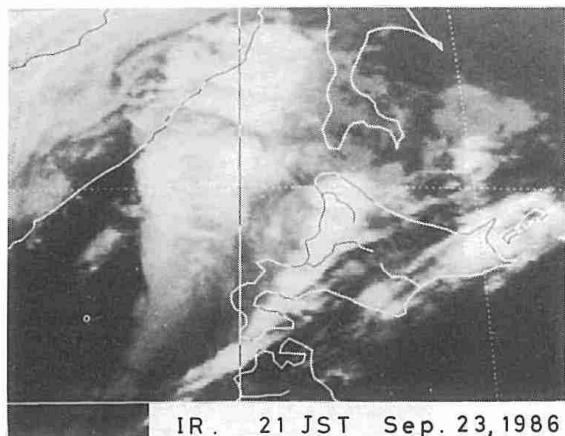
解析に当っては、現地で得られた被害データの他、札幌管区気象台における10分毎のレーダーデータ、高層データ、各測候所の自記紙およびAMeDASデータを使用した。

3. レーダー工コーエ・気象要素の特徴

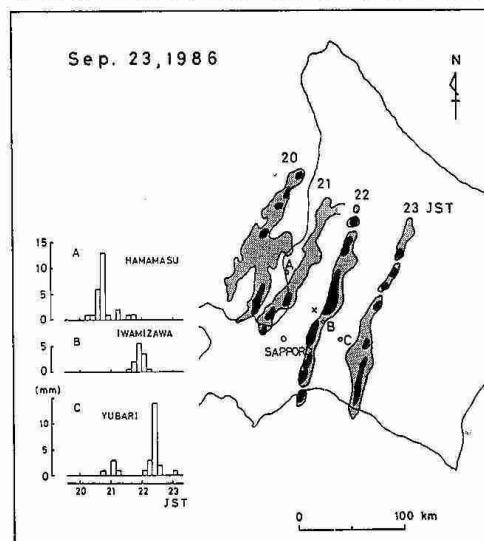
当日の気象状態は、オホーツク海北部に発達した低気圧が停滞し、大陸からの700mbで-6°Cという寒気を伴った低気圧の接近時であった。第1図は9月23日21時のGMS画像で、大陸上有る低気圧の雲の前方、北海道西岸に南北に連なるはっきりとした雲系が認められる。レーダー工コーカら、北海道西岸の海上に点在していた積雲が15時すぎからライン状に発達し、上陸して消滅した後20時頃から、第2図に見られるような工コーカその後方50kmで発達したことがわかる。工コーエ面積の変化から、このシステムは上陸して一旦弱まった後、22時15分まで急激に成長しライフタイムは4時間程度であった。また、工コートップ8~9kmの非常に強い簇つかのセルを有しながら平均時速50kmで南東進し、工コー通過時には10分間で15mmにも達する。短時間に強い降水が見られた。そこで地上の気象要素の変化を詳しく調べると(第3図)、降水の始まる前には、はっきりとしたpressure jump (0.5~1.0mb)が起これ、それとほぼ同時に風向の急変(SE→W)、風速増加、気温下降(3°C/10min)が確認され、明確なガストフロント(スコールラインのleading edgeに当る)の様相を呈した。最も降水の強かった時刻は10分程度遅れ、例えは岩見沢では22時に60mm/hrという降水強度を記録した。以上のことから、我々は矢印の時刻をもってスコールライン通過時と同巣した。

第4図から明らかのように、石狩平野内には南風が卓越し、気温はこの時期の夜としては非常に高い20°Cにも達し、スコールライン通過後の寒気移流を反映してそこには強い温度勾配と風のシアーラインが形成されていたことがわかる。

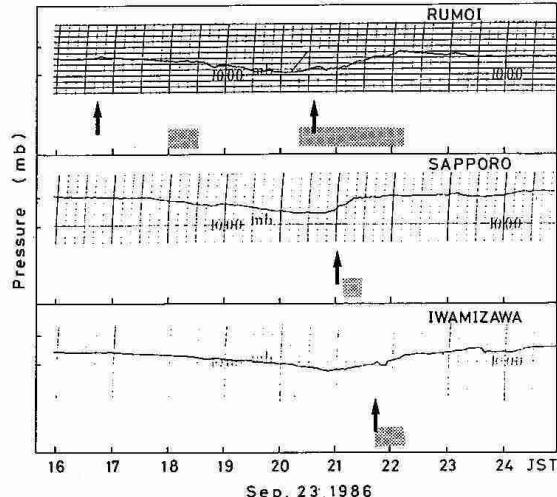
この小擾乱をもたらしたセルを追跡すると、



第1図 1986年9月23日21時のGMS赤外画像



第2図 I-2-I-1の時間変化と3地点の10分間降水量。
X印が北村、II-1はmoderate以上を示す。



第3図 留萌、札幌、岩見沢の気圧変化。矢印はpressure jumpの起時を、影は降水の時間帯を表す。

21時15分から35分にかけて成長し衰弱していく変化が認められ、レベル3（内側の黒い部分）で特徴づけられるエコーのエッジが尖り始め21時25分にはちょうど北村がこのセルの前面に位置していたことがわかる。このエコーの形状はFujita(1981)の提唱したbowエコー（その先端をspearheadエコーと呼ぶ）と良く似ており、この時刻でのマイクロバーストの発生が推定される。

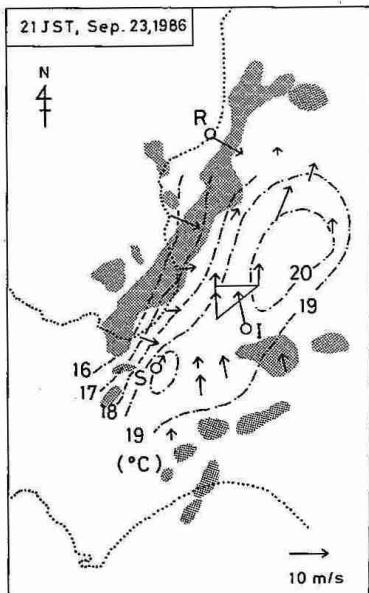
4. 被害状況

現地調査から得られた個々の被害の特徴はここでは省略するが、まとめたのが第6図の被害地図である。矢印は各々の被害状況と発行方向から推定された流線を表わし、影の領域は最も被害の大きかった所でF1~F2の被害スケールに当り、点線内はそれ以下の領域で主な被害域の境界を示している。

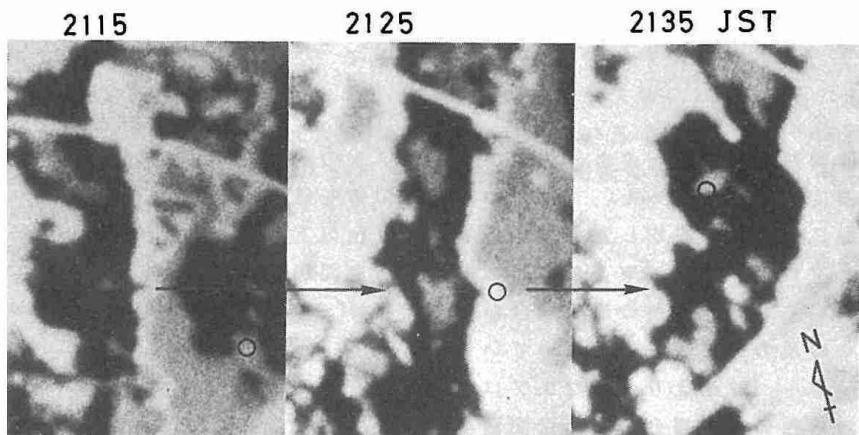
全体の様相は発散的な直線風であり、竜巻の際見られる巻き込む風の痕跡（例えは小林等(1987)）もほとんど認められなかつたことから、この小擾乱か竜巻であるとは言いかたく、近年指摘されているマイクロバースト的な現象であったことが推測される。またこの図から、小擾乱の特徴として次の2点があげられる。すなわち第1に被害域が連続していない点であり、第2に被害域の幅が1~2km

と狭く、その方向もシステムの移動方向と一致して一方に向かっていることである。前者は、マイクロバーストが断続的に生じた結果と考えられ、後者については、上層の一般風に加えて下層で見られた南西風のジェットにより、下降流の向きが一方向にシフトされたと解釈できる。

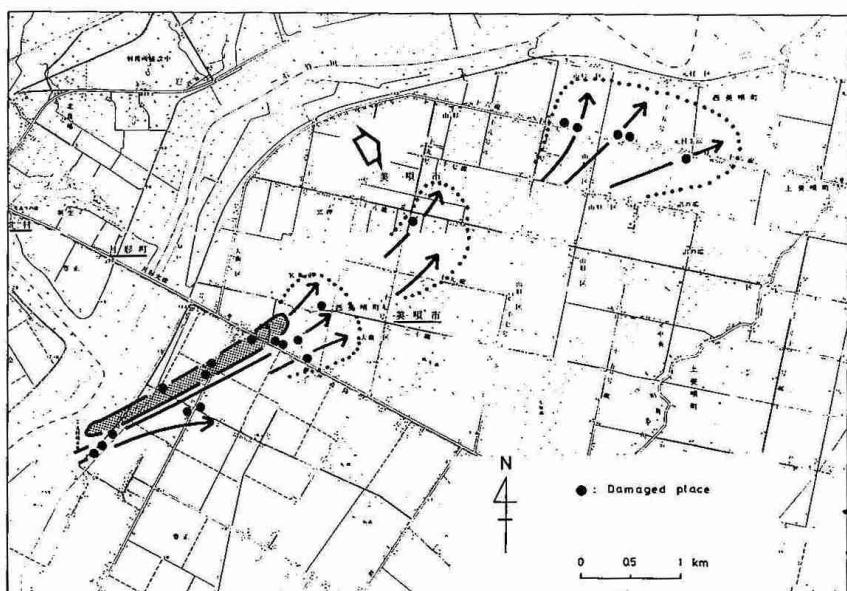
我が国においては、タウンバーストの解析例は少なくその構造を把握するためにも、今後データを蓄積する必要がある。



第4図. 21時の石狩平野内の風の場、
温度場(1点録線)および
レーダーEコー(点画)



第5図. Bow Eコーの変化 (○印が北村)



第6図
被害地図

2 係留気球による大気境界層内のエアロゾルの測定

石岡 太、李 東仁（北大環境研）
菊地勝弘、谷口 恒（北大理）

1. はじめに

大気境界層内のエアロゾルは、その発生源や、それ自身の大気中での滞留時間などが多く多様であるためにその振舞いは非常に複雑で、従ってそれらの動態はまだ良く解明されていない。特にサブミクロンサイズの大粒子から数ミクロンの巨大粒子の領域のエアロゾルを、粒径別に大気境界層内で観測した例は殆ど無い。

そこで、1986年8月下旬から9月中旬にかけて、北海道大学構内に於て、大型係留気球を用いた大気境界層内のエアロゾルの空間濃度の測定を行ったので報告する。

2. 観測概要

観測は、北海道大学理学部3号館西側草地で、1986年8月24日から9月12日までの20日間の内、係留気球を飛揚させるのに適した気象条件の時に於いて、同時に3号館屋上の音波レーダー（ソーダー）で下層大気の状態も記録した。

エアロゾルの空間濃度は、光散乱を利用したリオン社製のパーティクルカウンターを容積70m³の係留気球の係留索に固定し、0.3~0.5μm、0.5~1μm、1~2μm、2~5μm、5μm以上の5レンジについて、2分ごとの値を測定した。また場合によっては、係留ゾンデも搭載した。解析には、札幌市衛生局、アメダスのデータも参考にした。

3. 観測結果

観測期間中、地上でも連続してエアロゾルの空間濃度の測定を行った。表1は、それらの値を風向別に分類して平均したものである。1μm以下のエアロゾルでは、東よりの風の時に最も空間濃度が高く、北から西の風の場合がそれに続き、南よりの風の時は最も低くなっている。

一方、1μmより大きなエアロゾルでは、逆に北から西の風の場合が最も空間濃度が高く、次に東よりの風の時で、最も低いのはやはり南よりの風の時であった。このように平均的な粒径別のエアロゾル濃度の値は、1μmを境に風向によって異なることが分かる。以後この結果を基に、この報告では2例の海風について考察する。

<1986年8月28日の例>

この日は比較的静穏で高雲りであった。地上では、13時28分頃から急激な気温の降下、相対湿度、風速の上昇が見られ、これより観測地点をこの頃海風前線が通過したと思われる。図1は、日中のソーダーエコーを示しているが、この時間以降厚さ500~700mの海風層が進入してきたことが分かる。

図2は、地上、上空でのエアロゾルの空間濃度の時間変化を5つの粒径レンジ別に示したものである。図中の矢羽根は地上での毎時の風向風速を表している。9時頃東風であったのが、北よりに変わるために、特に1μm以下の粒径で空間濃度が減少し、矢印で示した時刻に海風が進入すると、1μm以下の粒径では更に減少するのに対して、1μmより大きな粒径では逆に増加している。これは表1からも分かるように、海風進入前が北東系の風であったことによる。

表1 エアロゾル空間濃度の風向別平均値

	STANDARD AEROSOL CONCENTRATION (no./cm ³)				
	0.3~0.5μm (x10 ⁻¹)	0.5~1μm (x10 ⁰)	1~2μm (x10 ⁻¹)	2~5μm (x10 ⁻²)	5~μm (x10 ⁻³)
N	3.99	5.18	11.2	2.19	8.77
N E	4.92	4.90	8.49	1.70	7.77
E	6.23	7.10	10.3	1.88	7.96
S E	4.23	5.24	8.29	1.71	7.64
S	3.33	3.75	7.76	1.47	6.85
S W	1.54	1.87	4.78	1.16	6.14
W	3.45	4.09	9.11	1.65	8.54
N W	3.72	4.14	14.1	2.33	11.9
CALM	5.96	6.44	9.40	1.88	8.96
TOTAL	4.69	5.22	8.72	1.87	7.89

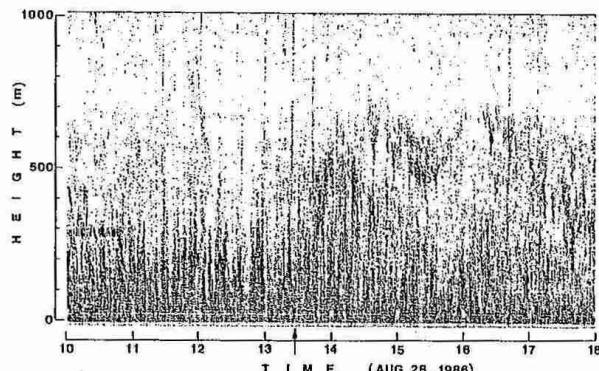


図1 ソーダーの記録

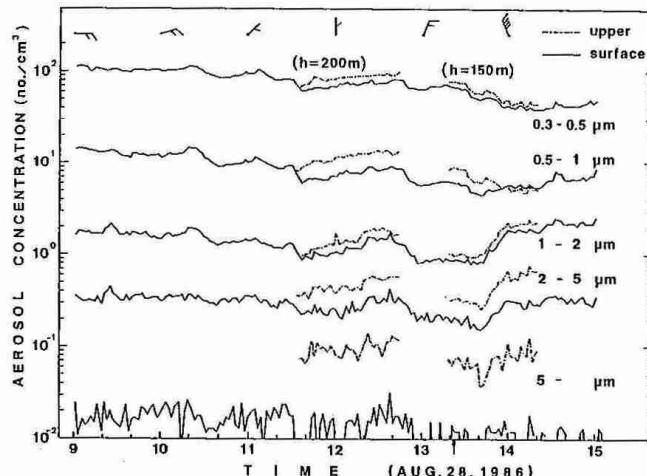


図2 粒径別エアロゾル濃度の時間変化

<1986年9月2日の例>

この日は一日中晴天で、気温も29.8°Cまで上昇した。地上での気象要素の同様の変化より、13時40分頃観測地点を海風前線が通過したと考えられ、図3のソーダーエコーからこれ以降厚さ500m前後の海風層が見られる。

図4のエアロゾル濃度の時間変化を見ると、9時頃の東よりの風から、8月28日とは逆に南よりの風へと風向が変わるにつれて、空間濃度もほぼ全ての粒径で減少し、海風が入ってくる前の南南東の風の時に最も値が小さくなっている。その後、海風が進入してくると全てのレンジで値が増加している。

しかし、海風時の空間濃度のレベルは両日ともほぼ同じであるので、結局海風進入後に1μm以下のエアロゾルの空間濃度が増加するか、減少するかは、それ以前の風系に依存していることになる。海風を北西系の風で代表させると、表1の値から、海風進入前が北～東の風だと空間濃度は減少傾向、南よりだと増加傾向を示す事が理解できる。

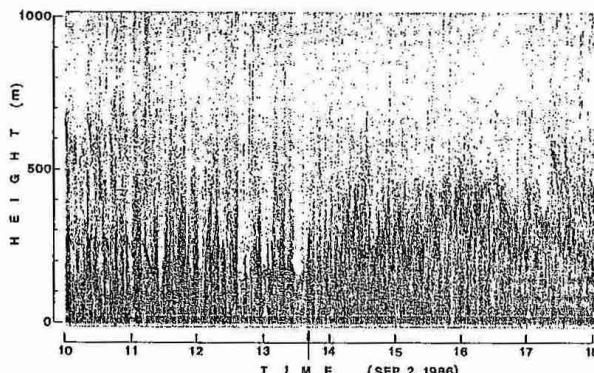


図3 ソーダーの記録

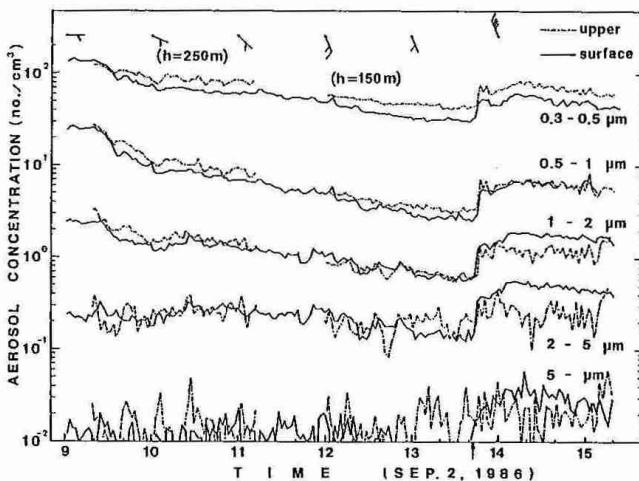


図4 粒径別エアロゾル濃度の時間変化

4. おわりに

今回の海風の例では、進入後のエアロゾル濃度変化のパターンが違ったが、それは海風進入以前の風系の違いによる影響であった。

従って、エアロゾル濃度の変動の意味を明らかにするためにも、対象領域の粒径ごとのバックグラウンドの値を長期間観測することが今後必要になると思われる。

日本気象協会北海道本部、東北本部、東京本部には係留気球その他をお借りしました。また、快く資料を提供して下さった、札幌市衛生局、札幌管区気象台の方々に、深く感謝いたします。

3 北海道オロフレ山系の降雨機構

—雲の二層構造による降雨の増幅—

岩波 越・菊地勝弘・上田 博・谷口 恒（北大・理）

胆振地方の苫小牧から白老・登別にかけてのオロフレ山系南東斜面は、道内では他に例をみない多雨地域で、日雨量100mmを超える大雨も年間4-5回発生する。この地域の大雨については当研究室で観測・研究を行なってきており、雨滴の粒径分布測定や数値実験から雲の二層構造が示唆されていていた。今回の降雨観測は、1985年と1986年の8月下旬から9月上旬にかけて、移動型レーダー（室蘭南東の高台に設置）、雨量計、風向風速計などを用いて行なった。

1985年9月6-8日の降雨は、日本海上を東北東進して北海道付近に停滞した、前線をもつ低気圧に伴うもので、森野(S-13)で総降雨量は218mmに達した。図1が、この事例の総降雨量分布で、オロフレ山系の南東斜面ばかりではなく、広い範囲に降雨が分布しているのが特徴で、この総降雨量の大部分は9月7日の午前中に集中していた。

S-11からS-14(Sライン)の9月7日の20分間雨量の時間変化を図2に示す。山側のS-13・14では夜半から地雨性の降雨が続いている。一方、海側の2地点では6時までに降雨はほとんどなく、7-8時にピークに達している。他のH-, Tラインについても同様の特徴がみられた。

5-6時のピークに注目してレーダー・エコーを調べた。図3は高度2.0kmと4.0kmのCAPPIの時間変化である。4時20分一南東斜面山間部に地雨性の降雨をもたらしていたのが、山系にはほぼ平行な背の低い降水雲である。地上風向は南東-南南東だったので、海に面したこの南東斜面特有的地形性の降水雲と考えられる。北西にみられるのが前線に伴う厚い降水雲で、個々のセルは札幌のゾンデの風のデータと符合する東北東に進んだが、パタンとしては観測域に北西から近づき、4時50分には山系の尾根に達した。5時20分に、尾根を越えて侵入した前線に伴う降水雲は南東斜面を一面におおい、これに伴って下層のエコーは強まり、35dBZ以上の部分が広がった。この前後に降雨もピークに達し、20分間雨量でS-13は26mm、T-34で24mmを記録した。この後、エコーは一体となりて移動し、6時10分には海岸から海上に抜けた。また海岸部に強い降雨をもたらしたのは、この後室蘭の北から海岸沿いに北東進した強いエコードだった。

さらに、立体構造を調べるために図3中の

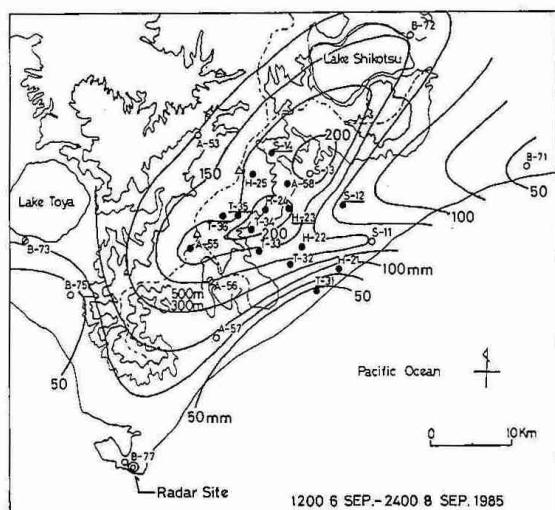


図1 総降雨量分布。○は気象官署・AMeDAS、●は設置した雨量計。センターは50mmから25mm間隔。

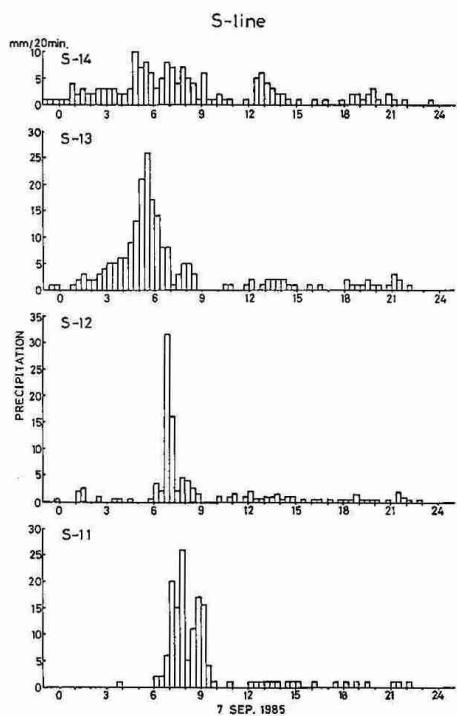


図2 Sラインの20分間雨量の時間変化。

S-S'に沿った鉛直断面を図4(a)に示す。(b)はS-13-11の10分間雨量の時間変化である。S-13に地雨性の降雨をもたらしていたのが、南東斜面中腹にある地形性の降水雲で、エコー直江Sライ

ンでは約5kmである(4時31分)。擾乱に伴う降水雲が北西から近づき、4時50分には尾根に達する。5時00分に両者は合体して下層のエコーは35dBZ以上に強まった。その後、南東斜面でもエコー頂は8km近くになり(5時10-30分),この時間帯にS-13の降雨はピークに達した。両者は一体となつたままさらに海側に進み、6時02分には中心部が海上にぬけた。

次に、この両者の相互作用の有無を確かめるために、それぞれの降水雲の降雨強度をみつもってみた。擾乱に伴う降水雲のみからの降雨強度を北西斜面のA-53の雨量で代表させると11mm/hrで、地形性の降水雲のみからの降雨強度はT-34の雨量から23mm/hrだった。前者が南東斜面上空を通過した時間帯のT-34での降雨強度は55mm/hrで、両者の単純な和34mm/hrの約6割増しになっていた。また、E-R関係を仮定して、エコーの反射強度からそれぞれの降雨強度をみつもった。E-R関係の仮定やデータの平滑化などのため、実測の降雨量と直接比較はできないが、それぞれ1.8mm/hr, 3.3mm/hrで、単純な和は5.1mm/hrとなる。通過時は6.7mm/hrで、単純な和の約3割増しとなっていた。従って、擾乱に伴う降水雲の通過時に、両者の間で降雨強度を増加させるような相互作用が働いていたと考えられる。

当事例でBergeron(1965)以来提唱されていいる「seeder-feeder×カニズム」が働いている雲の二層構造をレーダーでとらえることができた。つまり、南東斜面の山間部で9月7日5-6時に降雨量が増加したのは、既に存在していた地形性の降水雲の上空を擾乱

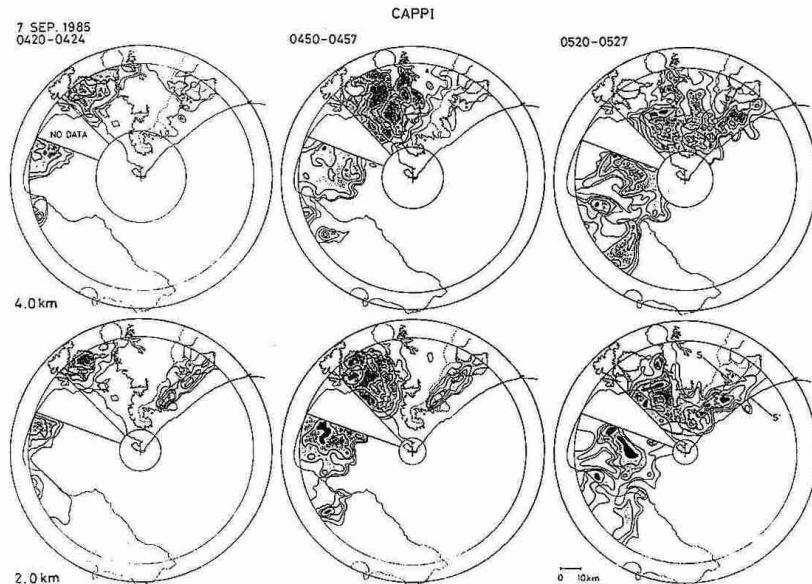


図3 高度2.0km(下段), 4.0km(上段)のCAPPIの時間変化。地形は海岸線・300mの等高線と尾根線を示した。センターは1本めは16dBZ, 2本めの20dBZから5dBZ間隔。点描は25dBZ以上、黒の部分は35dBZ以上を示す。

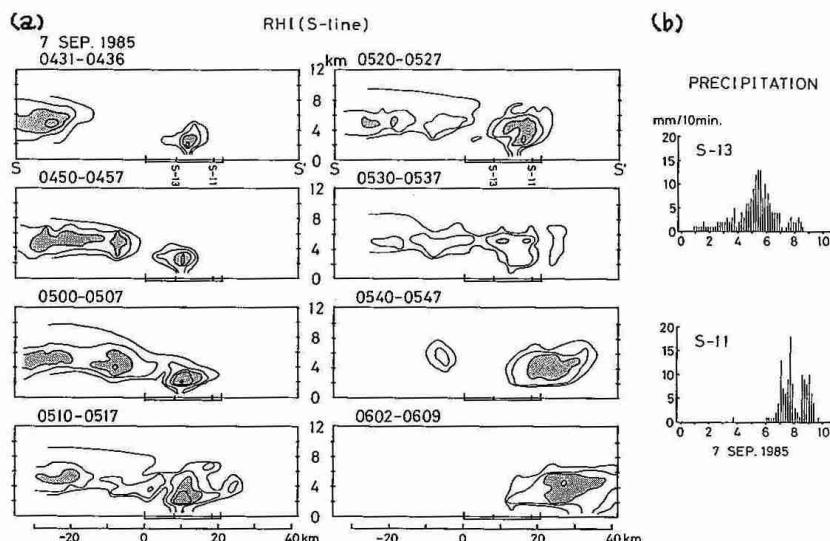


図4 (a) Sラインに沿ったRHIの時間変化。二重線部が南東斜面を表わし、右端が海岸・左端が尾根を示す。センターは図3と同様。(b) (a)図中のS-13・11の10分間雨量の時間変化。

に伴う厚い降水雲が通過する際に、上空からの降水が下層の降水粒子と衝突・併合といった相互作用を行なった結果と考えられる。また、この時間帯の前後にても降水雲の侵入はあったが、侵入した降水雲が弱かつたり、下層の降水雲が存在しなかったために、5-6時のピークほど降雨量は多くならなかった。

4 チベット高原のまわりの寒気の流れについて

豊田 威信 (札幌管区気象台)

1. はじめに

冬期チベット高原のすぐ東側の中国では急な北風とそれに伴う温度の低下をきたす cold surge という現象があることが知られている。この現象は大局的に見ればモンスーン循環 (Local Hadley 循環) の一岐にあたり、Chang and Lau (1980) はその影響が西アジア、中部太平洋にまで及ぶと指摘し (図 1 参照) その後も循環に及ぼす cold surge の影響が議論されている。ではそもそも cold surge とはどういう現象なのであろうか。村上 (1981) は grid data を使って短周期成分 (6-9日周期) をとりだして山のすぐ東の、山の周辺をまわる High に伴うものであることを明らかにした。その後この山の周辺をまわる High の性質を調べるために村上 & 中村 (1983), 中村 & 堂谷 (1985) は東進するトラフがチベット高原にぶつかってときに生ずる流れを数値シミュレーションにより調べた。その結果、山に沿って地形性ケルビン波的性質ももたらされができることが示され (水平スケール ~500km) このように山に沿ってできる北風の強さが cold surge にあたると彼らは解説した。佐々木 (1985) は数値予報モデルにおいてチベット高原の高さをかえた比較実験を行うことにより cold surge の地形性ケルビン波的性質に注目した。その後も一部の人々の間では cold surge をそのように考える傾向がある。しかし数値モデルの影響をうけた grid data ではなく観測データから cold surge の構造を調べる試みはこれまでほとんどなされていない。そこで本研究では cold surge の実体を調べるために東アジアの station data を用いて cold surge の構造を解明することを試みた。

2. データ

気象庁の TEMPA, TEMPB のデータ (station data) を用いた。どちらも 1 日 08, 12 時の 2 回の頻度であり緯度は 25° ~ 135° E, $~60^{\circ}$ N, 対象期間は 1983 年 12 月 ~ 1984 年 2 月である。長周期成分、日変動を除くために T, Z, H については 08, 12 時別々に次式で示されるアノマリーデータを用いた。

$$X'_{00}(t) = X_{00}(t) - \overline{X_{00}(t)} \quad , \quad X'_{12}(t) = X_{12}(t) - \overline{X_{12}(t)}$$

$\overline{X_{00}(t)}$, $\overline{X_{12}(t)}$ は trend でここでは放物線で近似した。

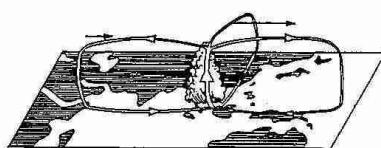


図 1 Chang and Lau (1980)

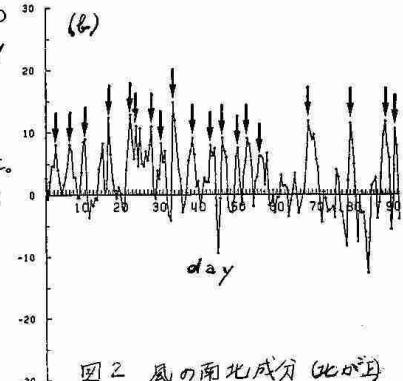
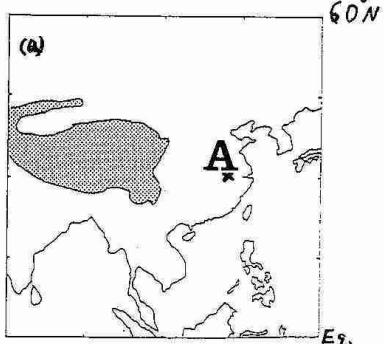


図 2 風の南北成分 (cm/day)

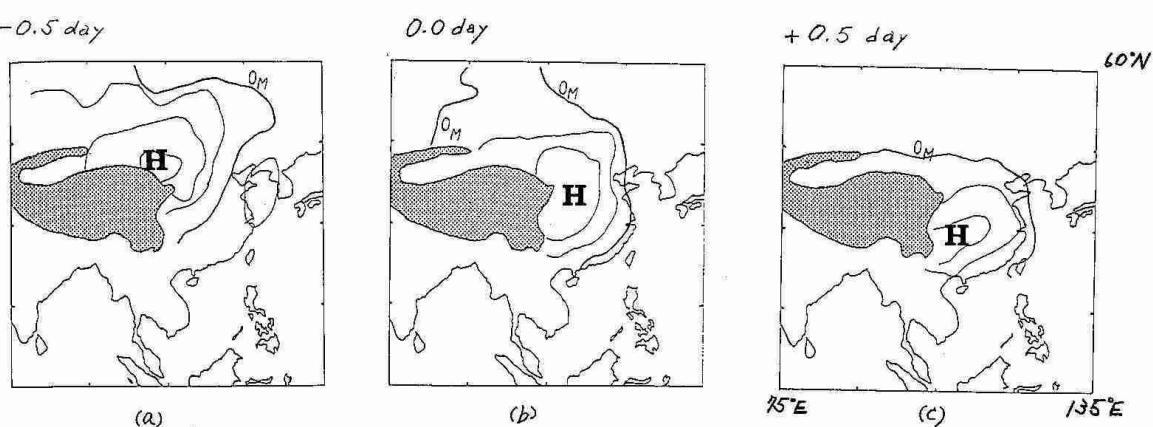


図 3 850mb の composite map (contour 間隔は 10m)

3. 結果

解析の結果チベット高原のまわりの寒気の流れには異なる scale のものがあることがわかった。1つは水平 scale が 1000 km を超えるもので所謂 cold surge に対応するものでありもう1つは水平スケールが 300~400 km でチベット高原に trap されたもので中村 & 堂谷 (1985) が数値実験で示した所謂 edge disturbance と非常によく似た性質を持つものである。

Cold surge : ここでは図2(a)の地点Aの 850mb の北風が 5m/s を超えて最大となる図2(b)中矢印の時を cold surge event として定義した。個々の event は上空のトラフの通過に対応しており、非常に頻繁に生じていることがわかる。(19例) 850mb の高度、風の場でみると 19例ともほぼ似たパターンを示したことので composite を行なった。(図3(a)(b)(c)) これらの図からもわかる通り 1000 km を超える大きな scale で山のまわりをまわる現象と言える。風の場で見ても北風の最大は山から 1000 km 以上東方の地点で現われ、山に trap された現象であるという印象は薄い。

edge disturbance : 下層の山に trap された現象で cold surge event を先行し、頻度は多くないことがわかる。調べた期間内でこの現象が現われたのは 2 例で、composite するわけにはいかないので興奮に現われた 12月 19~20日の 850mb ごとの変動図を図4 に示す。まず 18日頃、上空のトラフが東進して高原にぶつかり、トラフの後面の北風が山の障壁効果を受けて高原の北西端で寒気が蓄積され始めこれが図4(a)の北西端の High に対応している。その後、main のトラフに先行して山に沿って流れ、それが図4(c)(d)の山に沿っての High anomaly に対応している。図4(e)の山のまわりの T' の鉛直断面図が図6 であり、main のトラフに対応する寒気場に先行して山のまわりを回っている寒気の流れが非常に興奮に現れている。寒気の高さは 3~4 km でありこれは高原の高さにほかならない。その後 main のトラフが追いつき、東に抜けで cold surge event につながる(図5 参照)。

main のトラフに先行するのはトラフは地衡風的な運動であるのに対し、これは発散場の運動であるためだろう。

4.まとめ

1983年~84年の冬期 3ヶ月について解析した結果、チベット高原のまわりをまわる寒気には異なる scale をもつ運動があり両者は区別されるべきであることがわかった。edge disturbance の出現頻度が少ないのはトラフの強弱に関連があるようと思われ、cold surge の scale が何によって決定されているのかは未知である。双方ともに今後の興味ある課題と思われる。

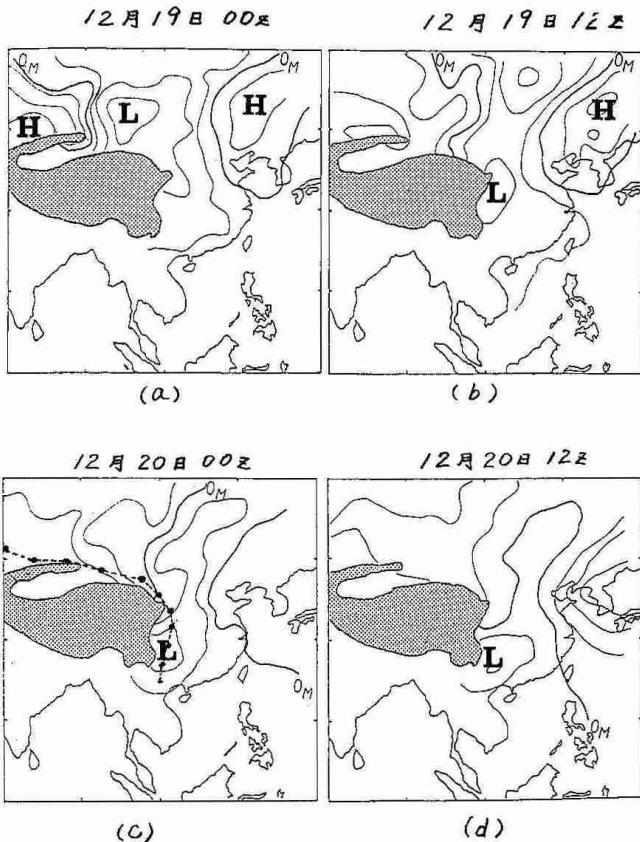


図4 850mb Z'

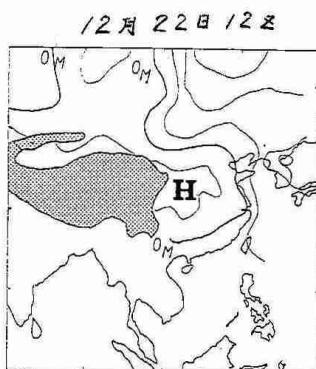


図5 850mb Z'
(cold surge event)

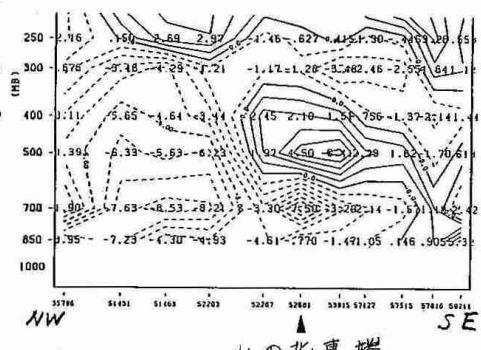


図6 図4(c)の山のまわりの T' の鉛直断面図 (点線: 負, 実線: 正)
NW 山の北東端 SE

5 気象庁微格子モデルによる降水の予測能力 —じょう乱別に見た降水系の予報特性—

若原 勝二（札幌管正気象台）

1. はじめに

微格子モデル（VFM）は、層の数が13層、水平分解能が63.5 Km（格子間隔）、物理過程は放射過程が陸面だけ日射と赤外放射による温度変化を計算することになっている。このモデルはアジアモデル（FLM）より気圧系、風の変化、温位分布、降水系の表現が、きめ細かく、天気系の変化を予測する場合、有効な手段となっている。

今回は面積降水量から降水の予報特性を調査した。その結果、じょう乱の構造やスケールによって降水能力に違いのあることが分かった。

2. 調査期間と調査方法

調査期間は1985年、1986年の5月から9月。対象領域は、石狩、室蘭、後志地方。面積降水量は、VFMは対象領域内の最大値と最小値を加算して2で割って求め、一方、観測値は二次細分地域の代表9地図の降水量を平均して求めた。

3. VFMの降水能力別に見た各物理量の比較

観測値（OB）がVFM予想値の3倍以上でしかも5mm以上の場合を OB>>VFM。VFMが観測値の3倍以上でしかも5mm以上を予想した場合を VFM>>OB。VFMの予想値と観測値の降水量がいずれも10mm以上で、しかも両者の比が0.5から2の範囲にある場合をVFM≈OBと分類し、それぞれの事例について、降水時間に対応した安定指数、各層の相当温位差、湿数、850mb相当温位の予想値を求めて平均したのが、表1である。その特徴は

(1) OB>>VFMの場合

3分類の中では、大気成層が一番不安定で、表1表 VFMの特性別に見た各物理量の比較
各層の相当温位の差を見ると700mbと850mbの層でマイナスになっている。湿数から見ると850mbで湿润、500mbで乾燥しているのが特徴的である。以上のことから、対流不安定な状況下でメソじょう乱の発生しやすい場であることが分かる。

(2) VFM≈OBの場合

(1)の特性と類似しているが、安定指数や温位差から見ると(1)の場合より大気成層がやや安定している。また、湿数は700mbから500mbで他の場合より湿润になっていて総観的スケールのじょう乱による降水であることを示唆している。

(3) VFM>>OBの場合

全層乾燥している。大気成層はこの3分類の中で一番安定している。850mb相当温位の予想が実況より6°以上高いのは、下層の湿めりを過大に評価していることを裏付けている。

4. VFM予想面積降水量の特性とじょう乱の種類

前項、3の分類によって、それぞれの場合について総観場の特徴を調べると表2表のようになる。

(1) OB>>VFMの場合

降水を発生させたじょう乱は、暖域や寒冷前

	ssi	Θ_e^{7-8}	Θ_e^{5-8}	T - Td			850 Θ_e VFM12-ob 24	850 Θ_e VFM-ob 24
				850	700	500		
OB>>VFM	3.1	-1.8	2.7	2.8	6.5	11.8	3.7	3.4
VFM≈OB	3.7	-1.0	6.6	3.2	3.8	7.3	3.6	6.5
VFM>>OB	4.7	2.1	10.5	9.0	10.7	9.7	6.4	6.3

注) 観測値は札幌

OB>>VFM : OB/VFM ≥ 3 N = 15

VFM>>OB : VFM/OB ≥ 3 N = 10

VFM≈OB : VFM/OB 0.5~2 N = 9

第2表 VFM予想面積降水量の特性とじょう乱の種類

特性	じょう乱の種類	例 数
OB>>VFM	(1) 暖域と寒冷前線 (2) 弱い谷、寒気渦 (3) 前線上の波動 (4) 発達した低の後面 (5) 熱低から変わった低	5 5 3 1 1
OB≈VFM	(1) 低と閉塞前線 (2) 発達中の低南岸通過 (3) 低の後面	5 3 1
VFM>>OB	(1) 高気圧の縁辺 (2) 弱い低40°N以南東進	7 3

線、寒気渦に伴うものが多く、総観スケールの低気圧によるものは含まれていない。VFMの予想降水量は0~5mmであるが、実況では5~49mmに達している。その降水分布は前線や不安定線に沿って降水のメソ的状況を示している。

(2) $VFM \approx OB$ の場合

総観スケール低気圧の通過に伴う場合が多く、低気圧が北海道の北を通る時は、閉塞過程に入っている。VFMと実況の降水状況を比較すると、VFMの予想は温暖前線に沿って広く帶状を呈しながら、北海道北部まで強雨域が移動するように表現しているのに対して、実況は道央以南に多く、強雨域は下層風向に依存する地形性降雨域に一致している。

(3) $VFM \gg OB$ の場合

高気圧の縁辺が圧倒的多く、次に弱い低気圧が北緯40度以南を東進する場合である。実際の降水量は0~3mmであるのに對してVFMの予想降水量は8~23mmと多く表現されている。VFMの予想降水分布に対応した帶状の雲組織は形成されていたが、実際は無降水であったり、VFMの降水極大域が観測値の極大域から100~200km離れていたりする。

5. 12時間面積降水量と物理量の時間変化(1986年9月の例)、第1回参照

3日から5日にかけての降水は熱低から変わった発達中の低気圧に伴う降水でVFMの予想をはるかに上回った。傾圧不安定波の前面に熱帯じょう乱の暖湿気流が流入していた。

10日から11日にかけての降水は、VFMに予想されていない。500mbは弱いトラフ前面で成層は条件付不安定になっていた。

18日から20日にかけては、下層暖湿気流による降水を予想していたが、実況では500mbトラフに對応して降水があった。

21日から23日にかけては、発達中の低気圧の通過によって降水が発生した。VFMの予測能力は高かった。

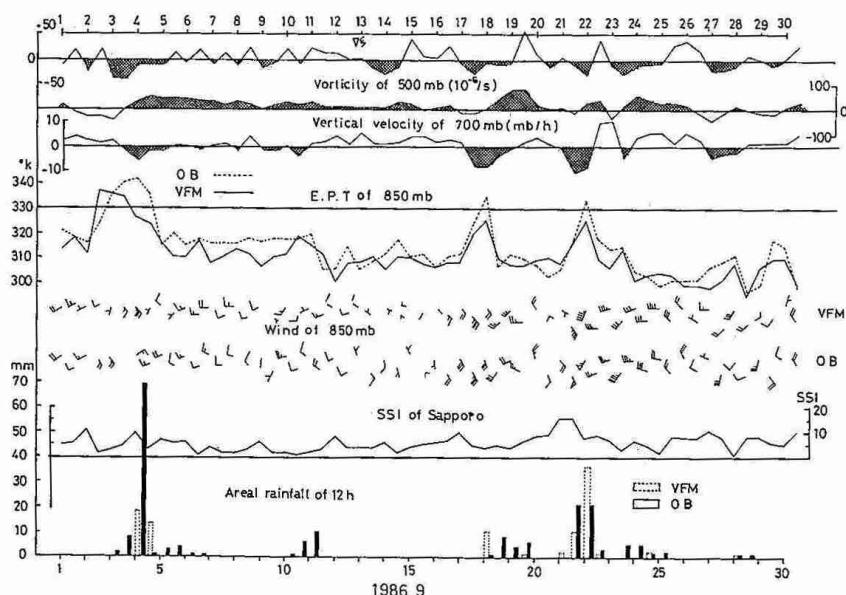
23日から25日にかけての降水は、500mbトラフによる不安定性のものである。

6. あとがき

発達中の低気圧の通過に伴う降水は、予測能力が高いか、条件付不安定な成層と高気圧の縁における降水は予測能力が低い。

予測能力の低い場合を考えると(1)検証の対象領域($200 \times 200\text{ km}$)がメソじょう乱のスケールと同程度であるため、モデルでメソじょう乱が形成されたとしても対象領域からずれることがある。(2)モデルで扱つてある地形が現実より単純であるため、山岳の風上側での地形性降水が過少評価されたり、風下側での不安定化が減少する傾向がある。(3)VFMの降水分布の形状がその時刻の雲組織のパターンに一致していることが多いため、降水分布に表現されない時がある。この時は下層で乾燥している。850mbの予想相当温位が高目に予想されていることから、下層の湿度が過大に評価されていることが原因である。高気圧の縁辺でなぜこのようなになり易いのか興味あるところである。

最後に、モデルを有効に利用するためには、モデルの特性を知ることと同時にモデルを通して現実大気への理解を深めることが大切である。



第1回、12時間降水量と安定指数、相当温位、上昇流、うが度の変化。

6 レーダーから見た北海道西岸羽幌沖の小低気圧の形成過程

小林文明・菊地勝弘・上田博・谷口恭
加藤聖治*・城岡竜一・藤井雅晴 (北大理)

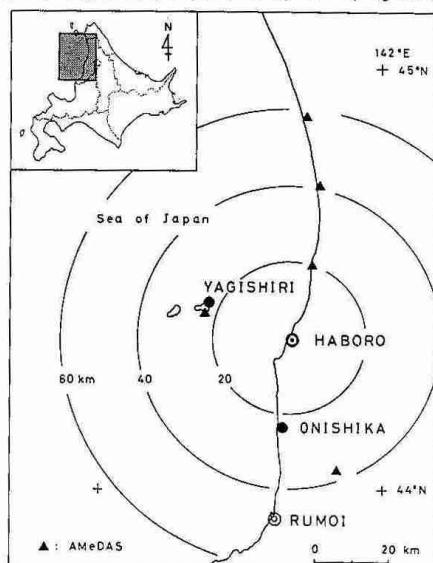
1986年12月中旬から1987年1月中旬までの約1ヶ月間、留萌管内羽幌町に北大物理学部の移動用気象レーダーを設置し、降雪雲内のマイクロスケールの擾乱を解明するとともに、帯状収束雲の形成過程を捉える目的で観測を行った。またレーダーサイトの他に、焼尻島と鬼鹿に風向風速計、微気圧計、温度計を置き、AMeDAS 地点も含めて第1図のような観測網を設定した。

この期間中観測された典型的な1例として、1月12日03時すこから帯状雲の先端で小低気圧が形成される過程をレーダーで捉えることができたので、そのエコーの特徴を報告する。

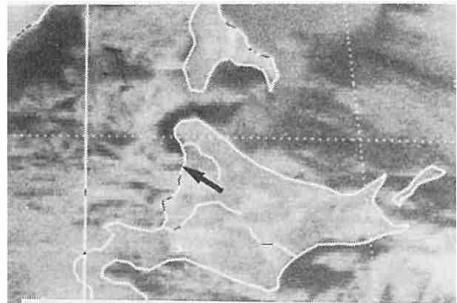
GMS画像では、宗谷海峡付近からわん曲した雲が認められ(第2図)、矢印で示した先端部分で小低気圧が形成された。1月8日から12日にかけて冬型が続き、GMSの変化を見ると10日から西岸海上に帯状収束雲が確認され、今回の現象は収束雲というイベントの消滅期に当っていたことがわかる。

レーダーから見ると、北上した帯状エコーの1部が焼尻島の北に残り北西からは新たにバンドが侵入して、03時30分から2本のバンドで特徴づけられる北からのサイロニックなエコーパターンが明瞭になり、03時50分には小低気圧としての形状がはっきりした(第3図)。この時ノード領域で決定される中心の直径は7 kmあり、外側のバンドまで含めるとこの小低気圧のスケールは40 km程度になる。この中心の移動を示したのが第4図であり、初め南東進しその後一様に東進し、羽幌では04時30分から05時30分まで1mbの気圧降下が見られた。この小低気圧は上陸時には直径が20 kmに達し、循環が次第に弱まりつつ内陸14 kmまで侵入し、そこで停滞し消滅したと考えられる。また、ライフタイムは2時間程度で、平均速度時速30 kmで移動したと計算された。

小低気圧形成時のエコー変化を調べるために、進行方向に直角に最もエコーの強い所を3図のA-A'断面図で切ってみる(第5図)。エコートップは2 kmと低いが、南側のバンドは対流性の構造がはっきりしているのに対し、相対的に背の低い北側のエコーが南へ移流し、この水蒸気の補供により内側のセルが北側に発達し傾斜していく変化が認められる。すなわち、このことは小低気圧による気流の収束の効果のため、バンド状エコーの先端ではエコーが強化されることを意味している。

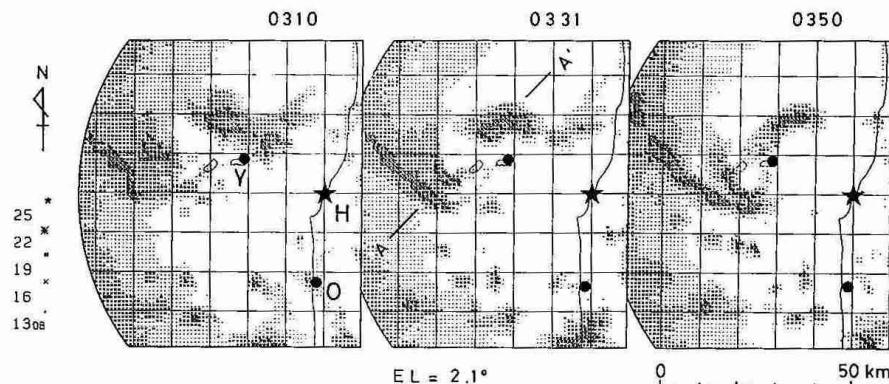


第1図 観測地点



IR. 03 JST Jan. 12, 1987

第2図 GMS 画像



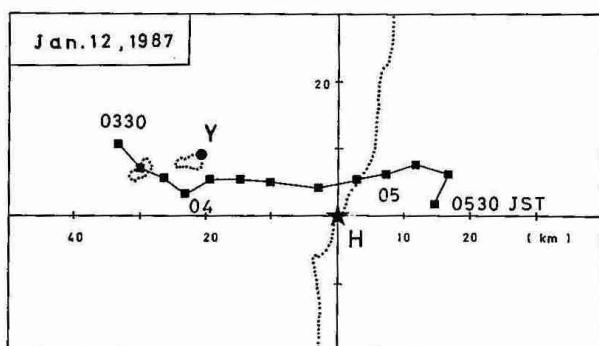
← 第3図
小低気圧形成時の20分毎の
レーダーエコーの変化。
星印はレーダーサイト(羽幌)、
Y,Oはそれぞれ焼尻、鬼鹿を
表す。

焼尻島の風の変化(第6図)を代表させて風の場をみると、その中心の通過時に風向も $S \rightarrow W \rightarrow N$ と変化し、通過直後 17 m/s のカストを記録し特徴的な変化を示した。そこで焼尻、羽幌、鬼鹿の3点から収束量と渦度を計算すると、小低気圧発生前から収束、正の渦度場が続いていたものの、特に中心がこの領域を通過した04時に、両者にはっきりとしたロークが現われ、この小低気圧の中心部分は明瞭な循環と上昇流を伴ったメソサイクロン的な構造を有していたことが示唆される。

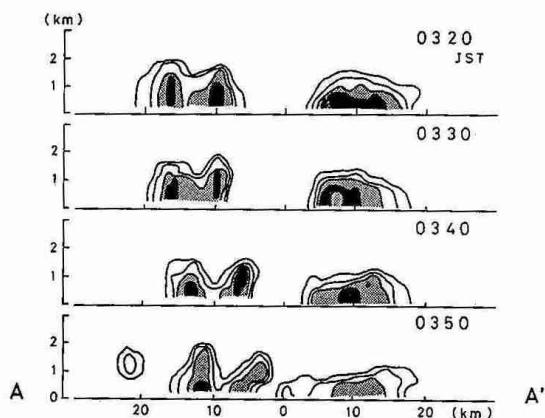
以上のことから、今回の小低気圧は内陸からの吹き出しである南東風と北西風、さらには北側でみられる北東風のバランスにより形成された一種の前線であるシーライン上で発生したメソサイクロン的擾乱であったと結論できる(第7図)。このことは換言すれば、このような小低気圧は収束雲に伴って発生する頗る高く、しかも風のシアーの強いその先端部すなわち海岸線付近で形成され易いことを意味している。

これまで北海道西岸の観測点でみられた特徴的な現象をレーダーで捉え、しかも石狩湾以北の地形の影響を受けない所で小低気圧の形成過程を把握できたことは意義深く、今後は、スケールの多少異なる 100 km 程度の中規模擾乱との比較、帯状収束雲の時間変化に対応した解析が必要である。

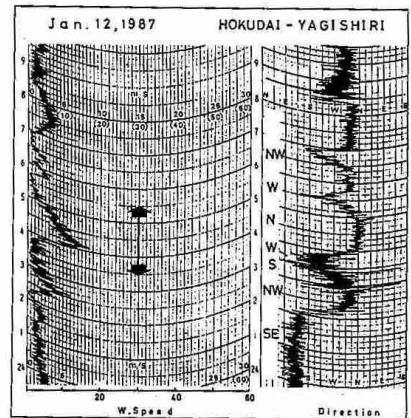
* 現在所属：札幌市建築部



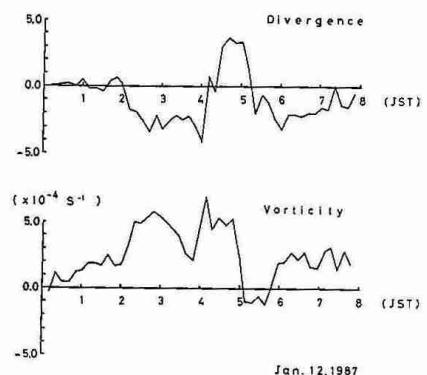
第4図. 小低気圧の中心の10分毎の移動経路



第5図. 第3図のA-A'断面図におけるT3の時間変化。コータ-は 16 dB ら 3 dB 每、原点は相対的に小低気圧の中心を表す。

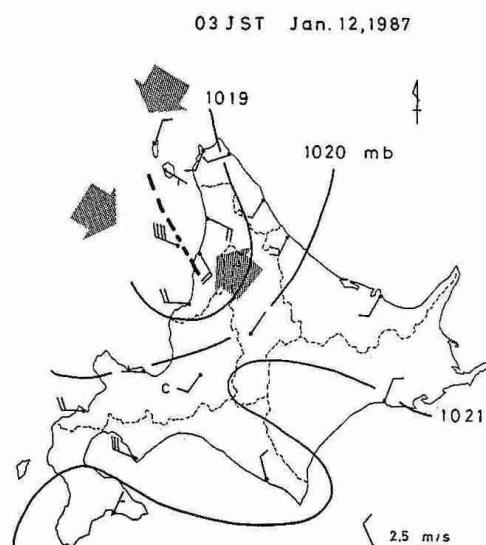


(a)



(b)

第6図. 烧尻における風の自記紙(a)、羽幌、焼尻、鬼鹿の10分間平均風から計算された発散量と渦度(b)。
矢印は小低気圧のナウルムを表す。



第7図. 1月12日03時の局地天気図。
点線はシーラインを表す。矢印は
今回特徴的で、た3気流の
風向を示す。

7 北海道西海上に現われる弧状雲の発生に及ぼす地形の効果

藤吉 康志・若瀬 五郎（北大・低温研）

1. 序

北海道西岸小低気圧による大雪については、長谷川（1949）以来多くの研究がなされてきた。村松（1975）は、i)西岸小低による明瞭な渦を伴う場合と、ii)単なる低圧帯の帶（環状低圧帯）のような構造を持つ、二つの要因。たタイプをあらわすことを指摘した。何れのタイプでも、西海上には、ほぼ南北に伸びた太い帯状雲が出現する。この帯状雲は、北西寄りの風と北東寄りの風の収束線上に発生する収束雲と考えられてきた（岡林、1972；村松、1975）。

気象衛星「ひまわり」が打ち上げられる以前の研究は、天気図、地上気象データ及び、レーダーデータの解析を中心にして行われてきたため、上陸地点付近の構造についてのみ詳しく調べられてきた。しかし、帯状雲は日本海上で発生し、長さは数100kmにも及ぶため、時間分解能の良い気象衛星画像の利用無くしては、その全体像を捉えることは困難である。小林せぬ（1986）は、衛星画像を主に用いて、帯状雲のメソスケール構造の時間変化について詳しく解析を行っており、帯状雲の発生以前から消滅に至るまでのライフサイクルは、依然として不明瞭である。

本研究は、帯状雲を発生させる擾乱の発生構造とライフサイクルを明らかにする為の前段階として、気象衛星画像上で帯状雲の発生初期から消滅までの時間変化を着目したものである。

2. データ

用いたデータのうち、1978年12月から1982年3月までのものは、気象衛星センターで接写させて頂いたものである。1982年12月から1986年3月までのデータは、本研究所の「ひまわり」受信受画装置（JRC社製）に印画されたものを用いた。1986年12月以降は、ノア及び「ひまわり」受信受画装置（JRC社製）で得たデジタル画像を用いた。

3. 結果

帯状雲の発生原因を大別すると、(1)顕著

な中規模渦状擾乱によるものと、(2)渦はほとんど見られない低気圧の後面の場の中で発生するものの、更に(3)北海道に帶状雲が接岸した後、再び海上に張り出したものの、三通りである。このうち、中規模渦は、宗谷海峡の西側で最も高頻度で発生し、(4)によるもののうち50%を占める。次いで樺太の西海上に発生する渦が約30%を占める。中規模渦の発生は、1月と2月に集中するのも特徴的である。

(4)のうち、低気圧の中心は、北海道の北東海上にある場合と、南東海上にある場合の二通りある。た。 (4)による帯状雲の発生は、12月～3月までほとんどピークを持たず、(2)の約半分の発生回数である。 (4)が生ずるのは、夜間に限られており、放射冷却による内陸の冷気塊の海上への吹き出しを原因であると考えられる。

(4)の場合には、擾乱の発生前半で帯状雲も発生し、渦状擾乱の西南進につれて西海上に大きな曲率で張り出し、擾乱の東進につれて帯状雲も東進し消滅する。(4)の場合については、図1に、帯状雲のライフサイクルの典型例を示した。即ち、北海道西海上では、低気圧に吹き込む形で北東風が卓越し、北東から南西に向かう明瞭な筋雲が先づ現われる(a)。低気圧の東進につれて、筋雲の走向は次第に北寄りになると共に(b), (c)、筋雲は次第に不明瞭になる(d)。次で、大陸からの北西から南東に向かう筋雲が顕著になり、帯状雲も顕在化する(e)。帯状雲と筋雲は東進を続け、北海道に上陸後急速に衰える(f)。このようなライフサイクルを示す割合は、(4)のタイプでは80%，(2)のタイプでは、北東から南西に伸びる明瞭な筋雲が現われるのは、20%弱である。

初期に出現する筋雲の北端位置を調べることにより(図2)、この筋雲が高山の風下で発生したものであることが分った。

図3に示した筋雲の走向範囲を見ると、西～南西方向にはばく離されており、このことは、風向が北東～東の、比較的狭い範囲でのみ筋雲が形成され得ることを意味している。

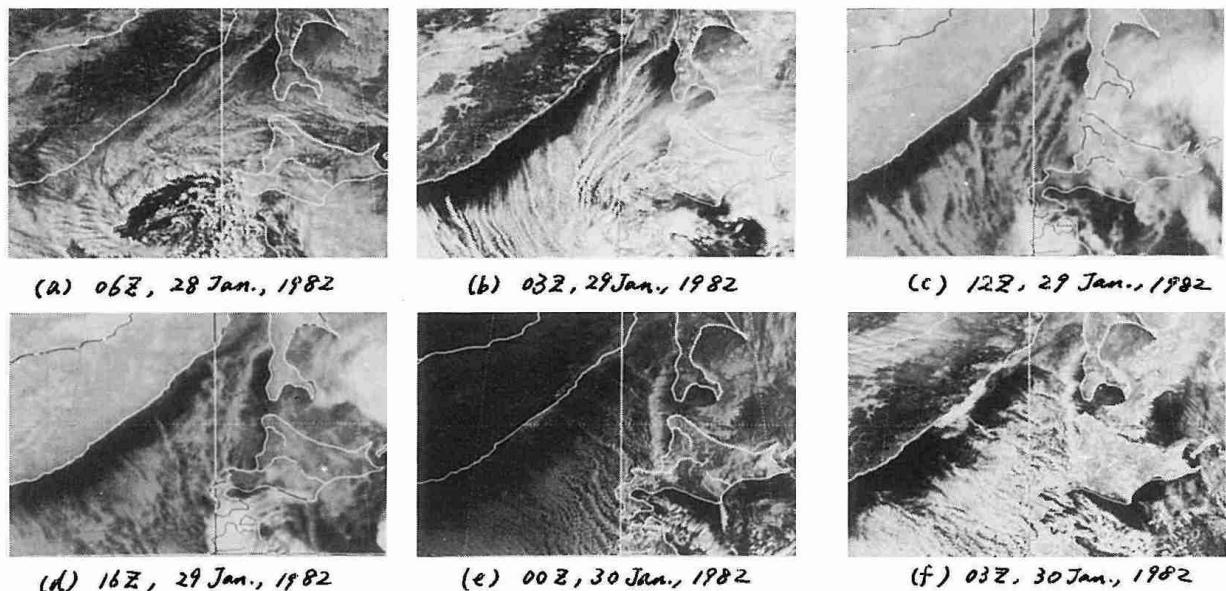


図1 帯状雲のライフサイクルの典型例

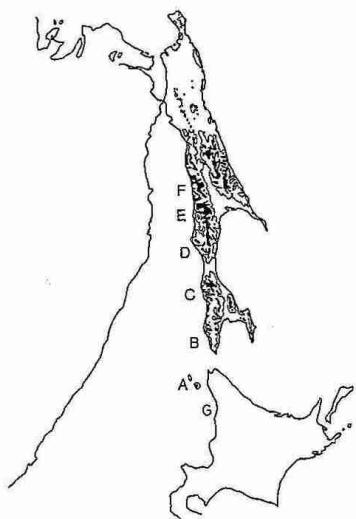


図2 筋雲の北端位置

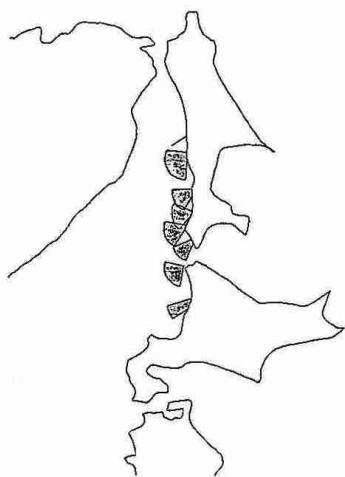


図3 筋雲の走向範囲

今後は、(Ⅳ)～(Ⅶ)の各タイプについて、ドップラーレーダーを主に利用し、風構造層位とダエコー構造を詳細に解析し、成因、発達、維持機構について研究を進める予定である。

長谷川(1949)：北海道西岸に発生する副低気圧について、研究時報、1, 207-212.

岡林(1972)：気象衛星から見た雪雲と降雪についての研究への利用、気象研究ノート、113, 74-106.

村松(1975)：北海道西海岸小低気圧型の大雪、天氣、22, 177-179.

小林他(1986)：冬期北海道西岸に発生する帶状波來雲の研究(I)，北大地球物理学研究報告、49, 341-357.

8 北海道西岸帯状収束雲の上陸地点について

遠藤辰雄・立花義裕・若瀬五郎（北大低温科学研究中心）

気象衛星の画像が利用されようになつてから、冬季日本海上に様々な雲パターンが認められようになつてきた。その一つが北海道西岸帯状収束雲である。その形は弧状で、西側は雲があるが東側は必ず晴れていて海面が見えているのが特徴の一つである。また風系から収束によつて発達した雲と考えられて収束雲と呼ばれている。この収束雲の詳しい事例解析は小林・菊地（1986）によつてなされている。

「ひまわり」が観測を開始して以来10余年にはまづ、これまでの雲画像を集計して解析した立花・遠藤・若瀬（1987）の結果によれば、この現象は8年間で47回、年平均6回起り

、その変動巾は±6回である。1回の持続時間は平均21時間であるから、3時間毎の観測で統計をとることは問題はないと言えられる。ところで、この収束雲の弧が海岸と交差する地点、すなはち上陸点では長時間連続して大雪が降るので予報にとってはきわめて関心の高い問題である。

図1はこの帯状雲が上陸する頻度の高い地帯を黒く示したものであるが、A～Iに至る地帯の観測数は図の右表に示す通りである。それによると積丹半島を境として、こより北で上陸するA～Eの割合がほど9割になることがわかる。またそのうち約半分が石狩湾の南側に上陸し、次いでゾーンCが残りの半分を占めていることがわかる。またAは宗谷海峡の南端に当り、他は弧状の海岸の南端であることが注目される。すなはち弧ABのB、弧ACのCはBCのC、弧CDのD、弧EFのF等である。

図2は典型的な収束帶状雲の雲パターンの時間変化で

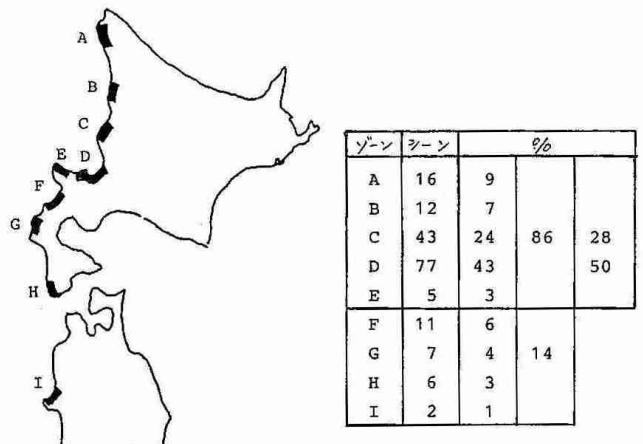


図1 高頻度上陸地帯AB～Iとその観測された画面数

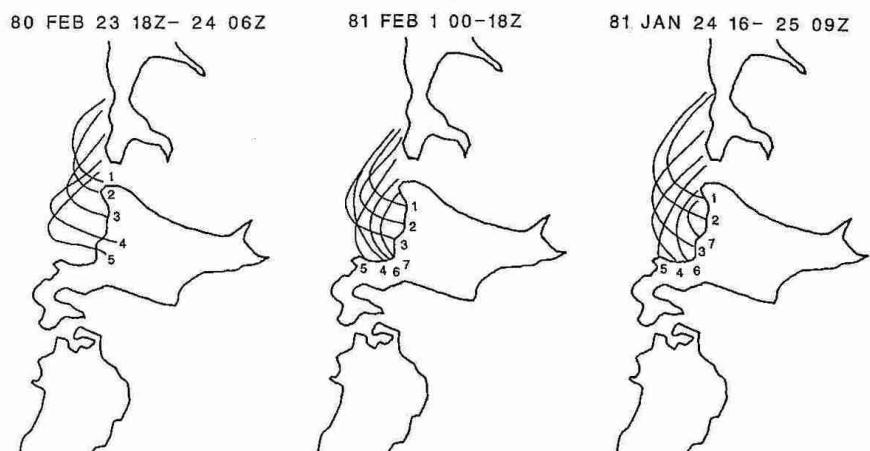


図2 典型的な帯状雲のパターンとその時間変化

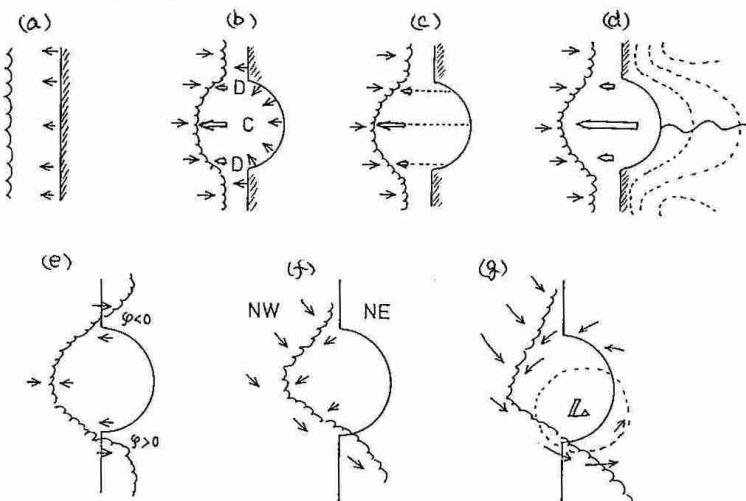


図3 湾型海岸とこれに対称に湾曲する弧状雲の形成に関する考察

ある。これによると雲の弧は海岸の弧と対称の形となり、この上陸地点は弧の南端で海岸線の突出部の北西斜面であることが多いのがわかる。

この成因を参考すると図3の(a)は直線海岸であるが、彎曲海岸では(b)のように凹部では風が収束して凸部では発散するので海上への張り出しの勢力が凹部が強くなるといえる。また(c)のようにマサツの小さい海上に出てから次の吹送距離が長い凹の風が強くなるとも考えられる。一般に(d)で示すように凸部は海岸で山岳があり、凹部は平野の谷であることが多くて凹部からの吹き出しが卓越すると考えられる。また(e)のように弧状地形の南端と北端では強度が矢印正と負に反るので積雲対流が強化される条件は南の方であると考えられる。実際には(f)のように風系全体に北成分が入っていて(g)のように湾の南西部に渦性擾乱や小低気圧が発生してもよいことになる。

収束帶状雲の時間的推移とその消長を再び図2にまとめてみると、初めはカラフトのホロムスク湾曲部に発生して、宗谷海峡で強化され沖へ張り出し、その分だけ上陸点は南下する。出発点が海峡より南下すると弧状雲は沖へ張り出すのが止まり、再び海岸へもどってくる。その結果、上陸点は再び北上し、その中心が図1のBゾーンあたりで消滅してしまう。したがってD点を往復して二回通るためその上陸頻度が高いことが説明される。この動態は、さながら海峡の吹送流にかかる帆のことをくわである。図4は帶状雲の位置が持続した例のもので、その現象は主低気圧の中心位置が図5で実線に示すように、一旦、停止して東から西へ後退した時期に相当することが注目される。このときの北海道上空の収束・発散の変化の様子を図6でみると、上空で収束、下層には発散がみられ、全体的に次降流の場にはつながるがわかる。

数多くの雲パターンを集約すると、この収束帶状雲の上陸地点は図7で示すように、図中の破線より南方の海上の北西風系と、これより北方の北ないし北東風系の雲列との境界として、この破線部を南限としていることが多いことがわかる。その二つの雲列系の境とて積丹半島と共にへばく山岳部(東線)が分けてあることが安定のようである。もう一つは石狩湾を入口として苦小牧へ抜けた石狩低地帯が、安定した気流系の持続構造に一役かっているようである。

文献

- 立花義裕、遠藤辰雄、若瀬五郎(1987) 気象衛星からみた北海道西岸帶状収束雲—流水との関係— 日本国気象学会北海道支部だより 第33号、昭和61年度第2回支部研究発表会要旨。
- 小林文明、栗地勝弘(1986) 北海道西岸に発生する帶状収束雲の事例解析 同上支部だより 第32号 26-27。
- 遠藤辰雄、若瀬五郎(1987) 1983年2月26日、札幌全域に降った大雪に関する事例解析—その2— 同上支部だより 第33号、昭和61年度第2回支部研究発表会要旨。

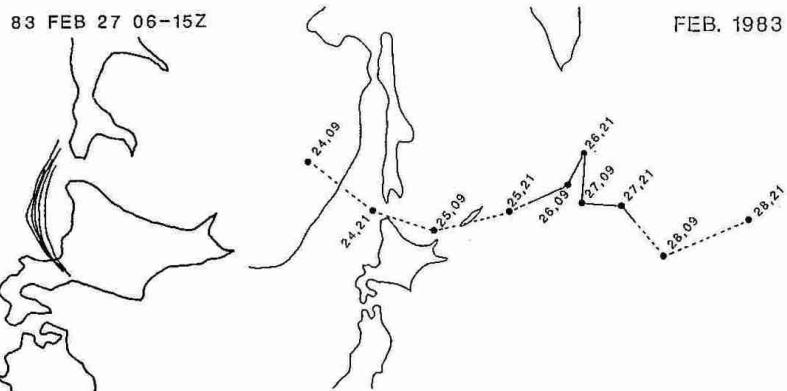


図4 安定型雲パターンの例

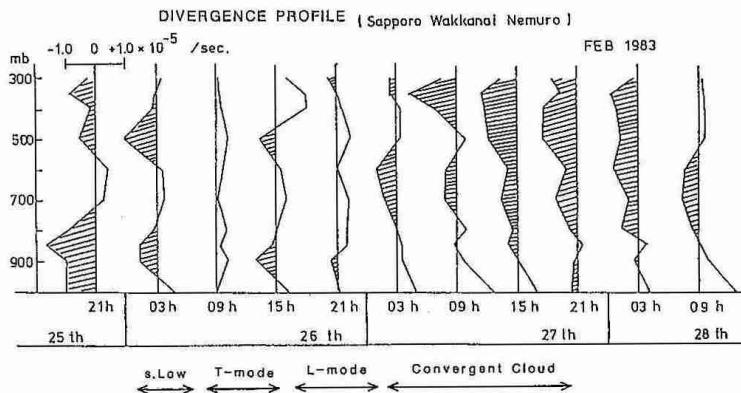


図5 主低気圧の中心位置の変化

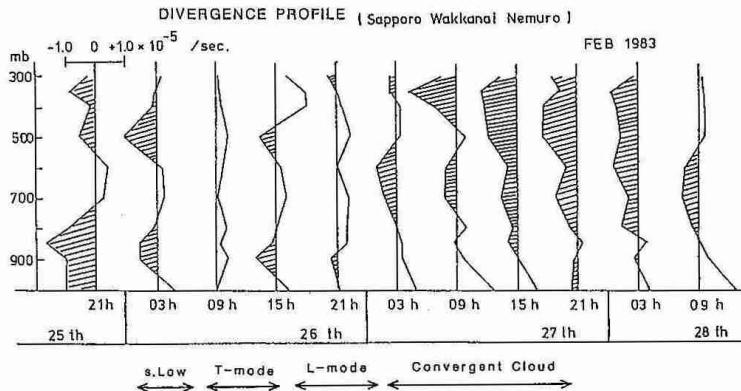


図6 北海道上空の収束(ハッチ)発散(白)の高度分布の時間変化

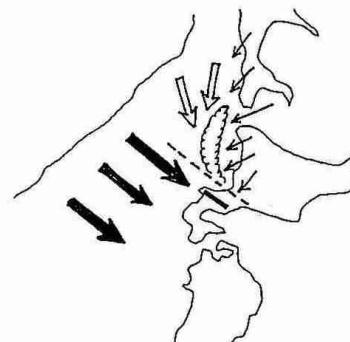


図7 収束帶状雲の上陸点の南限

地方講演会（千歳）実施状況

昭和61年度の地方講演会は千歳市で開催された。当市では昭和47年に「航空気象シンポジウム」を催したことがあるが、今回は「千歳付近の天気と航空気象」の講演会と題し、千歳市の後援を受けて10月18日(土)に千歳市民文化センターで開かれた。

今回は、講師を5名の方々にお願いし、個々のテーマも微物理から気象衛星画像にいたるまで多岐にわたっていた。いずれも、一般市民あるいは航空関係者が関心を持っていると思われるテーマを用意した。

10月7日、会場の手配をして頂いた千歳航空測候所職員との打ち合わせ、及び会場下見のため事務局4人で千歳に向かった。三本木所長はじめ総務課の方々には、講演会当日の役割分担などについて快く相談にのって頂き、細部にわたって親切なアドバイスも頂き、非常に心強く感じた。今回は地元新聞に案内チラシを折り込み、配布した。

講演会前日の17日、札幌ではみぞれから雪に変わり、翌日の器材の運搬に不安を感じた。それよりも、聴衆も出足が鈍ることが心配であった。

講演会当日も時雨模様の暗い天気であった。しかもプロ野球日本シリーズ第一戦が講演会と同じく13時開始とあって、昨年の教訓が生かされず見通しはますます暗かった。ところが吉田支部長の挨拶の後、三本木所長の司会でいざ蓋をあけてみると、見込みよりはるかに聴衆が多くて座れない人も出てきだした。一人目の講演が終わったところで、急きょ小休止をとって、会場に椅子を運び込まなければならないほどの満員の盛況であった。近隣の市町からの来聴者がかなり多かった。東京からも数名の航空関係者が来聴し、録画もしていた。

結局、来聴者は155名であったが、予想以上の盛況となり、主催する側としては全く嬉しい誤算であった。このテーマに対する千歳市民の関心の深さを改めて認識するとともに、多方面へ働きかけて下さった千歳航空測候所職員諸氏のご尽力に感謝する次第である。

(谷口 恭)

地方講演会雑感

一昨年、旭川市で開催された地方講演会での入場人員は130余名と、期待されていた人数をかなり下回った。私なりに色々と理由づけをし、自己満足していた。

地方での講演会等はいつでもそうだが開催地にある気象台、測候所の皆さんには多大な迷惑をかけているのが現状である。今回は千歳航空測候所の皆さんに大変お世話になった。

この種の催しは、なにはともあれ人を集めることである、そう私は思っている。総務課長の近藤さん(現札幌管区気象台総務課補佐官)にはその点でもお世話になった。現地での雑談の中で三本木所長(現旭川地方気象台長)は旭川市の人口と入場人員を対比させ、千歳市における入場人員は100名をかなり下回るのではないかとの考えを何となく話してくれた。多少オーバーだとしても、その可能性なきにしもあらず。ちなみに両市の人口は次のとおりである(S 59. 9. 30調べ)。

旭川市 363,614人

千歳市 72,362人

なるほど!! 数値だけを見ると確かに5分の1である。しかし北海道の表玄関、空港の街であり、基地に依存度の高い街である。講演会のテーマ「千歳付近の天気と航空気象」からしても、旭川市のようなことはなかろう、一筋の光明が見えかくれていた。

なにせ今回の講演者は5名であり近年にない多人数である。発表題目はバラエティーにとんでおり講演者は一流である。あまりにも小人数で閑散とした会場では司会の三本木所長はじめ講演者の方々に申し訳なく、かつ失礼にあたるとの気持が強かった。

前夜からの雨が昼前には止んだ。まだ道路等のくぼみには水溜りができていたが、昼近くになると青空が

顔をのぞかせ日がさすようになった。講演会当日としては幸先が良いと、素直に感じた。入場人員は150余名だった。署名をお願いしたが、126名の方が記入し、その中の112名(89%)の方が職業も記入してくれた。

以下は職業別の比率である。

職業	自衛隊	公務員	会社員	航空関係	気象官職員	学生	教員	報導機関	農業	その他
人数	27	25	18	11	9	7	6	3	3	3
%	24	22	16	10	8	6	5	3	3	3

昭和62年度は札幌市において秋季全国大会が開催される。私は経験したことではないが大変だと人伝に聞いている。幸い転勤のため事務局とはお別れしたが成功を願わざにはいられない。

最後になりましたが、理事はじめ幹事の方々に大変お世話になりました。改めて深謝するしたいです。
ありがとうございました。
(三浦 照武)

演題と講師

(1) 空港周辺の特異な気象擾乱 一ダウンバーストの検出の可能性一

上田 博 (北海道大学理学部助教授)

(2) 「ひまわり」から何が分るか 一西岸小低気圧や乱気流一

木村 隆昭 (札幌管区気象台予報官)

(3) 降雪のしくみとその観測

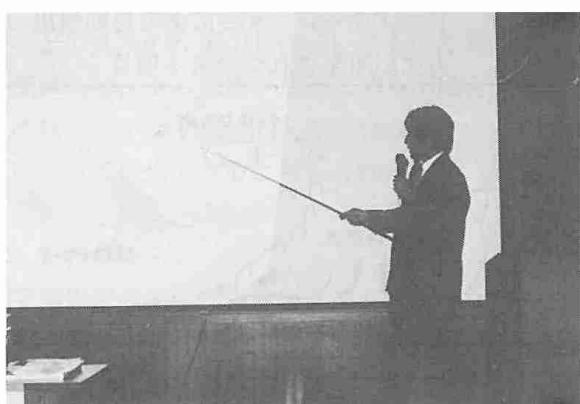
遠藤 辰雄 (北海道大学低温科学研究所助教授)

(4) 千歳の雪について

東 学 (千歳航空測候所予報官)

(5) 北海道太平洋岸の海霧の性質

菊地 勝弘 (北海道大学理学部教授)



木村 隆昭 氏



東 学 氏

空港周辺の特異な気象擾乱 (ダウンバーストの検出の可能性)

北海道大学理学部 上田 博

1. はじめに

空港及びその周辺の悪天候によって飛行機が欠航することがある。その多くは霧や吹雪による視程障害によるものである。このような、ゆるやかに発生する気象現象を検出し予測する方法はある程度作られているが、突然襲う激しい気象現象の場合には、検出方法や予測方法はまだ検討段階である。そのため、ダウンバースト(下降流突風)は空港及びその周辺に突然発生し飛行機の離着陸に支障をきたす最も危険な現象の一つとして恐れられている。

ダウンバーストのように、目に見えず、突然襲う気象擾乱への対策はまだ困難であるが、飛行機の安全運航のためには、このような気象擾乱を自動的に検出し目で見えるように表示することが望まれる。

空港及びその周辺に起きる危険な気象擾乱を自動的かつ瞬時に検出する装置として近年ドップラーレーダーが注目されるようになった。それは、ドップラーレーダーが半径100km程度以下の範囲内の風の分布を測定する装置であり、計算機の発達に伴って、危険な気象擾乱をすばやく検出する方法の開発が行なわれるようになったためである。

そこで、ドップラーレーダーによって検出可能な気象擾乱の種類を示し、その検出方法について、突風前線を例にして述べる。さらに、ダウンバーストの検出可能性について述べる。

2. ドップラーレーダーで検出できる擾乱

ドップラーレーダーは、マイクロ波を用い、距離方向(レーダービーム方向)に200m程度、水平及び鉛直方向に100m～1km程度のサンプリングボリューム中の雨滴等からの反射強度やそれらの運動の速度を測定し、反射強度、速度成分及び乱れの空間分布を得る装置である。これらの特性

と、測定範囲が100km程度まであることなどによつて、ドップラーレーダーは空港及びその周辺の気象擾乱の多くを検出する能力をもつ。飛行機にとって最も必要な情報は風のシアーであるので、ドップラーレーダーによる風の測定が有効である。ただし、1台のドップラーレーダーを用いる場合には速度の距離方向の成分のみを測定するので、気象擾乱を検出するためには多くの工夫がなされている。このようなドップラーレーダーの特徴を生かして自動検出方法が開発されつつある項目は図1に示したものがある。

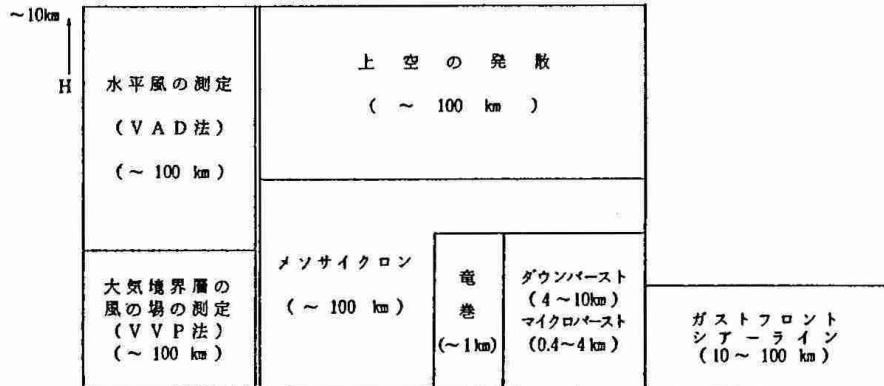


図1 ドップラーレーダーによる自動検出方法が開発されつつある項目

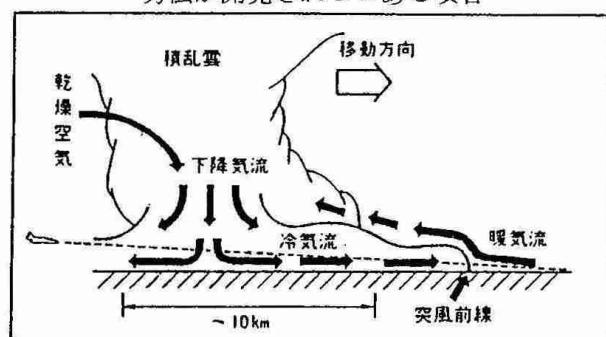


図2 突風前線の概念図(鉛直断面)

3. 突風前線の検出方法

開発されつつある自動検出方法の1例として突風前線の検出方法について説明する。突風前線は概念的には図2のように説明される。発達した積乱雲から急激に下降した冷たい気塊(ダウンバースト)が地面に達し、水平に広がり、暖かい気塊とぶつかった部分が突風前線である。図2の点線のように空港に向かう飛行機の場合、最初急に向かい風を受け次に下降流にたたきつけられ続いて追い風を受けることになる。さらに、突風前線を横切る際には、追い風から向かい風への急激な変化にまきこまれることになる。

具体例として、米国オクラホマ州ノーマン市にある国立中小規模擾乱研究所のドップラーレーダーで1981年4月13日にみられた突風前線を示す。レーダービーム方向が突風前線に直交する場合について、図3に上から順に距離方向の反射強度(Reflectivity)、速度成分(Velocity)、及び乱れ(Spectrum Width)を示した。速度成分をみると、B-E間に速度の急激な減少がみられる。ここでは、レーダーに近づく成分を負にとっているので、速度の減少域は収束域になっていると考えられる。B-Eのなかの速度傾度最大の点を抽出し、方位角方向につなげて突風前線を得る。

このような方法により5~7分間隔の三つの時刻に検出された突風前線の位置の変化を図4に示した。細い線は前線を一本の回帰式で表わしたものである。21時11分と21時16分の位置を用い、補外法によって21時23分の位置を予測したのが、矢印(FORECAST)で示した線である。検出した突風前線の位置と一致がみられる。他の擾乱についても検出方法が開発されつつある。

4. ダウンバーストの検出の可能性

各種の気象擾乱のうち、ダウンバーストの検出方法の開発が最後に残されている。それは、ダウンバーストが突然発生し、持続時間が短かく直径が小さいためである。また、ダウンバーストがどの高さから始まるのかなどの基本的な事ががらについてもよく知られていない。しかし、最近のドップラーレーダーによる観測研究により、その構造が徐々に明らかにされつつある。ダウンバーストは、一般的には、図2に示したように横に広がる(発散的)性質をもっているので、そのことに注目し、突風前線の検出方法を変形することによって検出できると考えられる。

5. おわりに

空港周辺の危険な気象擾乱をドップラーレーダーを用いて検出する方法は米国を中心とする平坦な地形の所で開発されている。そのため、日本のように海に囲まれ山の多い所では独自の検出方法を開発する必要がある。今後、日本におけるドップラーレーダーによる観測研究の進展によって、各種の気象擾乱を自動検出できるようになると期待される。さらに、検出された現象をわかりやすく表示する方法の研究の推進も望まれる。

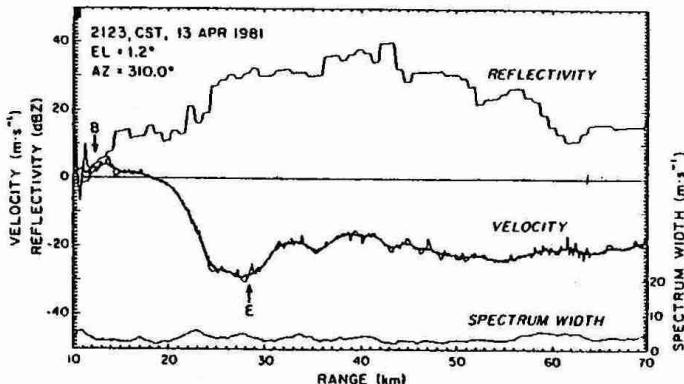


図3 レーダーの距離方向の速度変化

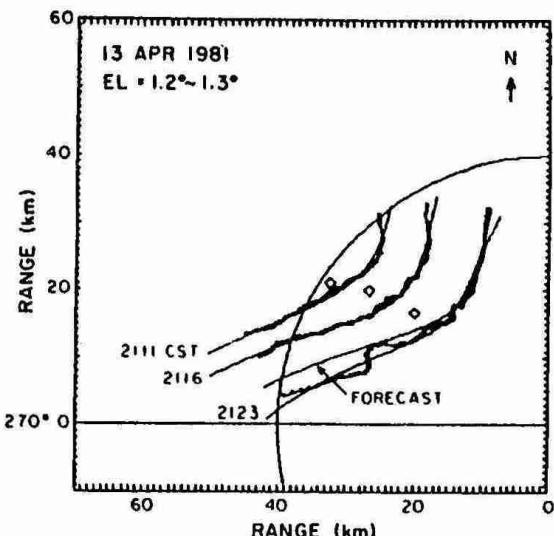


図4 突風前線の予測例。太い実線が検出された突風前線を、細い実線が予測に用いる回帰曲線を示す。

「ひまわり」から何が分るか —西岸小低気圧や乱気流—

札幌管区気象台 木村 隆昭

1. はじめに

静止気象衛星「ひまわり」から一定時間ごとに得られる可視画像や赤外画像からは、雲の種類だけでなく、雲の動き、雲域の拡大や発達の様子などが分る。とりわけ他の観測手段の少ない洋上においては、様々な気象現象を把握する上で、衛星画像は極めて有効である。ここでは航空機の運行に障害となる気象現象の内、大雪と乱気流について「ひまわり」の画像で見てみることにする。

2. 強い冬型気圧配置に伴う筋状雲

図1は強い冬型の気圧配置の時の典型的な雲分布である。大陸のシベリア高気圧から吹き出す猛烈な寒気が日本海に出て来ると、海面から多量の水蒸気を補給され、下から暖められる。このため活発な対流活動が起って積雲や積乱雲が発生し、風の向きに沿って筋状に並ぶ。これが図1の日本海上に見られる筋状雲であり、この時日本海側の地方では吹雪となっている。

数多い筋状雲の中には何本か太いものが見られる。寒気の吹き出しに伴う筋状雲は太いほど活発であり、これが入る所では雪の降り方が強くなる。しかし筋状雲の流れの向きはゆるやかに変化することが多く、太い筋状雲が長時間同じ地域に入り続けることは少ない。そのためある地点における雪の降り方は、一日の内で何回か強弱の変化があるのが普通である。

また筋状雲は高い山に遮られない限り延々と伸びる。図1でも留萌地方に入った筋状雲はオホーツク海側にまで達しており、桧山地方に入ったものは日高地方にまで伸びている。しかし大雪・日高山系の風下になる道東の平野部には筋状雲は入らず、晴天となっている。これが強い冬型の気圧配置における北海道の天気分布の特徴である。なお図1の時、この日1日間の日本海側における降雪量は、一般に5~15センチ、多い所で30センチ位であった。

3. 西岸小低気圧に伴う帯状雲や雲渦

図2も冬型、すなわち西高東低の気圧配置の時の画像である。しかし図1の時とは違って、北海道付近での気圧の傾きは緩い。そして北海道の西海上の雲の様子は、図1とは全く異なっている。渡島半島の西海上は筋状雲で覆われているが、後志地方から北では雲のない晴天域が広がっている。そしてこの境の寿都付近には、筋状雲が集まってできた帶状の雲が沖合から侵入している。この帶状雲は激しい降雪を伴う積乱雲が連なったものである。このような時、晴天の石狩・留萌地方では弱い東寄りの風となっている。つまり帶状雲を境に、吹雪と穏やかな晴天とが南北に隣り合っているのである。

帯状雲は一旦形成されると、少しづつ位置を変えながら1日以上持続することが多い。図2の場合も、桧山地方に入った状態で2日以上も持続している。その間に桧山・渡島地方では多くの地域で30~50セ

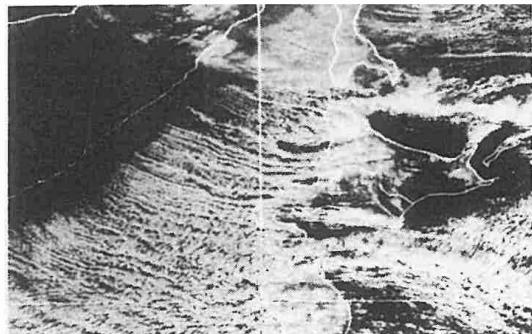


図1 1984年12月25日12時（可視）

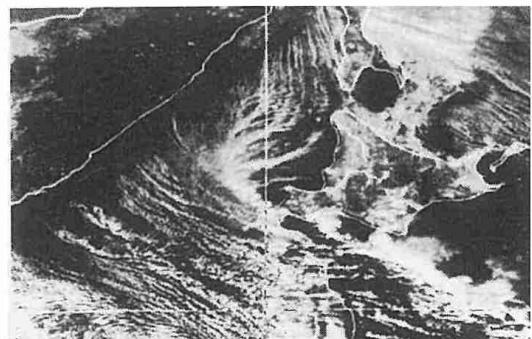


図2 1985年1月25日12時（可視）

ンチの降雪があった。

また時には帯状雲が次第に渦状になり、図3の様な雲渦を形成することがある。そして雲渦の中心周辺の積乱雲域が陸上に入ったりすると、帯状雲にも増して局地的な大雪をもたらす。図3ではこの後、雲渦は留萌地方に上陸し、留萌南部の増毛では4時間で40センチを越える大雪となった。

このような雲渦は規模の小さな低気圧に伴っており、冬期、北海道西海上にできる小規模な低気圧のことを西岸小低気圧と呼んでいる。雲渦に変化する前の姿が帯状雲であったことから分るように、帯状雲もまた西岸小低気圧の別の姿である。

4. 日本海低気圧に伴う巨大な雲渦

図4では日本海を進んできた発達した低気圧、いわゆる日本海低気圧が津軽海峡の西海上にあり、そこに巻き込む巨大な雲渦の一部が北海道を覆っている。

ところで先の筋状雲、帯状雲や西岸小低気圧の雲渦の場合には、降雪の中心はいずれも日本海側であった。しかし日本海低気圧に伴う雲渦による降雪はこれとは大きく異なり、全道に及ぶことが多い。図4の雲渦の通過に伴い、渡島・十勝・網走地方では30センチを越える大雪となっている。

5. 亂気流に伴うジェット絹雲

乱気流に伴う雲としては、積乱雲、ジェット絹雲、波状雲などが知られており、それぞれ強い対流活動域、ジェット気流の近く、山岳の風下の山岳波発生域に形成される。この内ここでは、ジェット絹雲について見てみよう。

図5で日本海から東北地方を通り東に伸びる帶状の雲域は前線に伴う雲である。この雲域の北の縁の輝度の強い雲、すなわち雲頂温度の低い雲がジェット絹雲である。ジェット絹雲は対流圈上層を流れるジェット気流のすぐ南側に形成される。また乱気流はジェット気流付近の上下の風速差の大きい所で発生することが多い。すなわちジェット絹雲が発生している時には、そのすぐ北側に沿って乱気流域があるものと推定できる。とりわけ図5の日本海のジェット絹雲のように、規模の小さい多数の雲が東西に並んだ形状をしたものはトランスペースラインと呼ばれ、強い乱気流に伴うと言われている。

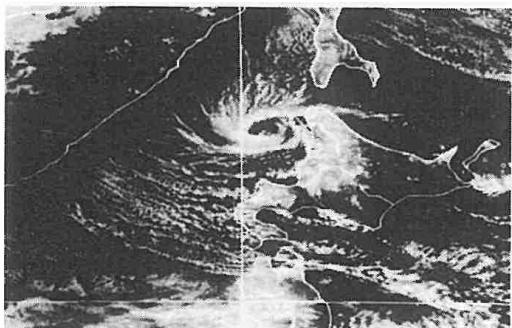


図3 1983年12月17日12時（可視）

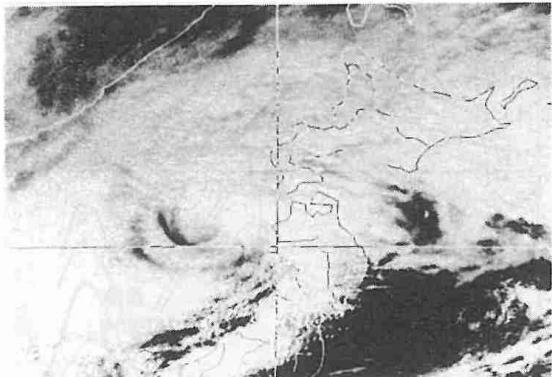


図4 1985年2月10日12時（可視）

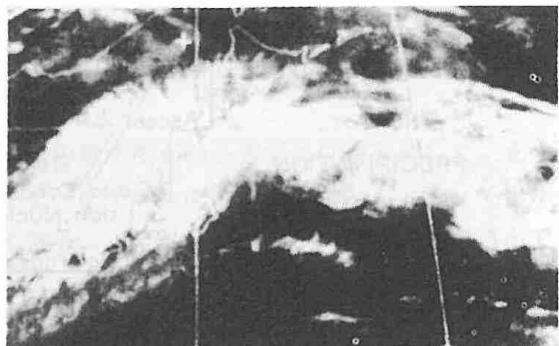


図5 1983年7月22日21時（赤外）

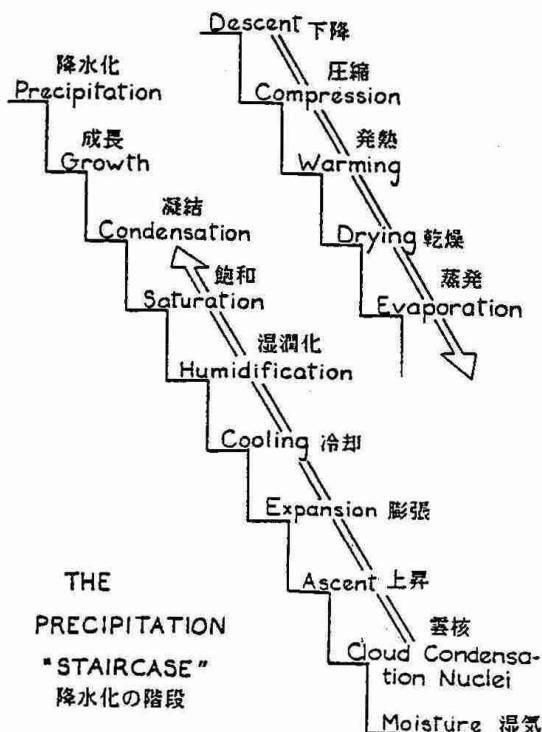
降雪のしくみとその観測

遠藤辰雄（北海道大学低温科学研究所）

表記のテーマに沿って基本的に重要なことを以下の9項にまとめてみた。

1. 大気が上昇すると雲が発生し、これが下降すると雲が消えてしまう

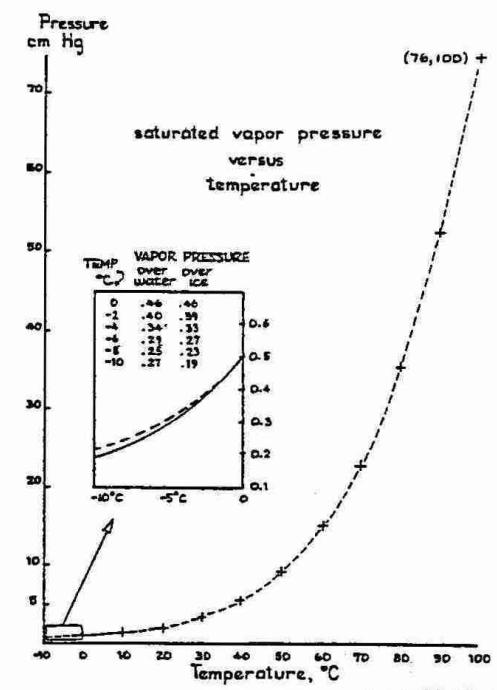
気圧は上空ほど低いので、大気は上昇すればその気塊は膨張する。それは外に向かって仕事をしたことになるのでエネルギーを失って冷えてしまい、相対湿度が高くなつて、やがて飽和に達する。これを越えると大気中の水分は何か芯になるものをみつけて結露するが、これが雲の発生である。これより上昇すると気温が下がり、雲粒のなかには氷化するものが現れ、これが成長して雪になる。下降するところでは、この逆で発生した雲さえも蒸発して消えてしまう。これを示したのが第1図である。「風が吹けばオケヤがもうかる」話のように、その結果だけをつかえば、いろいろな事がわかる。例えば赤道では上昇域で台風や雨が多く発生し、寒冷前線や温暖前線の上昇域で雲が発生し雨が降る例が上げられる。また山の風上側斜面では雲が発生し山越え気流のところでは晴れる。従つて、気象衛星の雲画像で雲が見えるところは全体的に上昇域であり、ないところは若干下降域であるとみなすことができる。



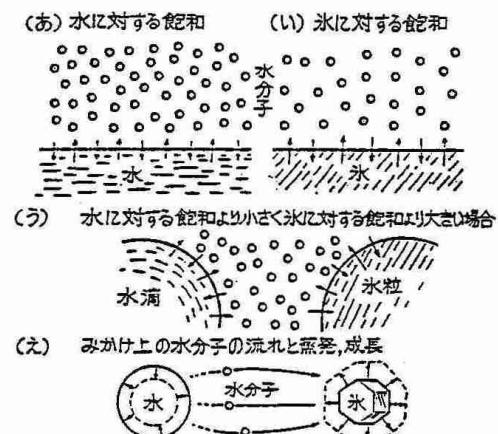
第1図 (文献①)

2. 氷晶(初期の雪結晶)は雲粒(微水滴)を食って急激に成長する

上昇域で発生した雲粒は、これがさらに凝結したり、併合するだけでは雨粒まで成長するのに時間がかかりすぎる。第2図の上半分は気温に対して大気が含みうる水蒸気量の限界を蒸気圧で示したものである。これは 0°C を下まわるところでは水面と氷面に対する飽和蒸気圧の二つに分かれ、後者の方が少しだけ低いことが重要である。その結果第2図の下半分に示すように、水面と氷面



(文献①)



第2図 (文献②)

に出入りする水分子の数が均衡する大気中の水分子の濃度に差があるために、若し水滴と氷粒が接近して存在すると、水滴からは蒸発して、それが小さくなり、氷粒には水分子がさらに入って成長するような状態になりがちである。これはみかけ上、氷粒が水滴を食って太っていくようにも見え、急激な成長が起こる。これが雪の始まりである。このことは降水過程のなかで最も重要である。

3. 雪結晶は -15°C で最も成長速度が速い

実験室で雪を人工的に空中に浮かせて、その成長を調べてみると第3図のように a 軸方向に成長して板状となる成長の方が速く、それは、 -15°C で圧倒的に他より速いことがわかる。その結晶形は樹枝状結晶である。

4. 普通にみられる雪結晶の大部分は樹枝状結晶である

北海道の周囲の海は冬は平均 $+5^{\circ}\text{C}$ ぐらいで、大陸からやってくる寒気の沈降による安定層は高度 4000 m ぐらいあり、これが対流の上限となっている。雲は底の高さの約 1000 m でおよそ -5°C で雲頂の 4000 m ではおよそ -30°C である。従ってその間の気温分布の雲の中には必ず -15°C の層が存在し、ここを通過するときに急激に成長するので、大部分は樹枝状結晶になってしまう。

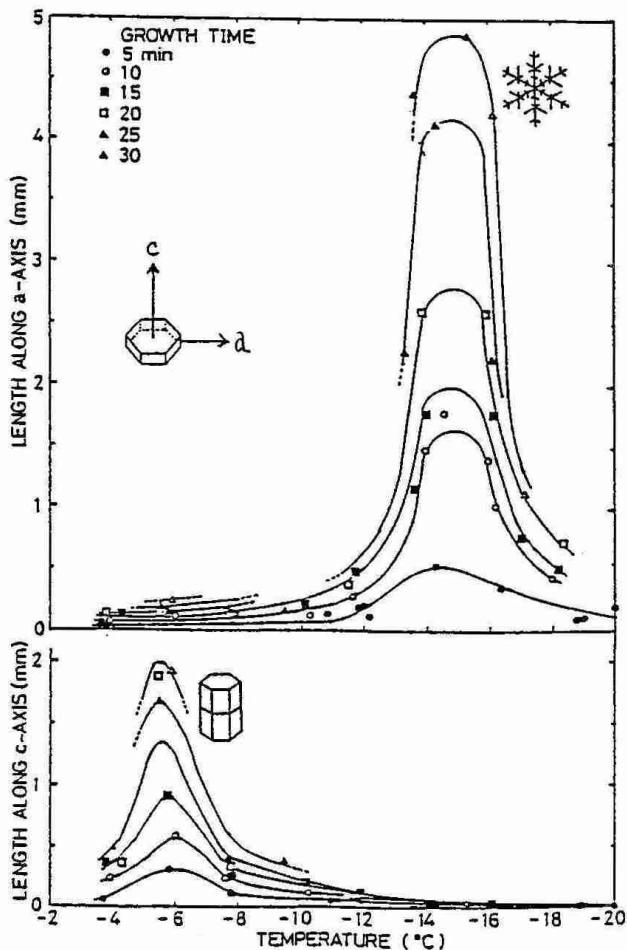
5. はげしく降る雪の大部分は雲粒付結晶（アラレのはじめ）と雪片（複数の雪結晶のからんだもの）である

雪結晶が大きくなると落下速度が速くなり落下の途中で雲粒の微水滴が結晶表面に付着凍結して、ますます重くなっている間に雲粒をどんどん捕捉して、しまいにアラレになる道をたどると決して雪片にはならない。一方、急激に成長する樹枝状結晶が無数にできると、それらはおたがいに枝先がからんで合体し約100個ぐらいの結晶がからんだ「ぼたん雪」などになる。この集合体はふわふわして大きいわりには落下速度が遅いのでこの先は雲粒を付着する道へは進まないで終る。これら二つの代表的な過程は水の集中度が高く、はげしい降雪の際によく見られる。もちろんその中間的なものもある。

6. 降雪は季節風型と低気圧型の二つに大別される

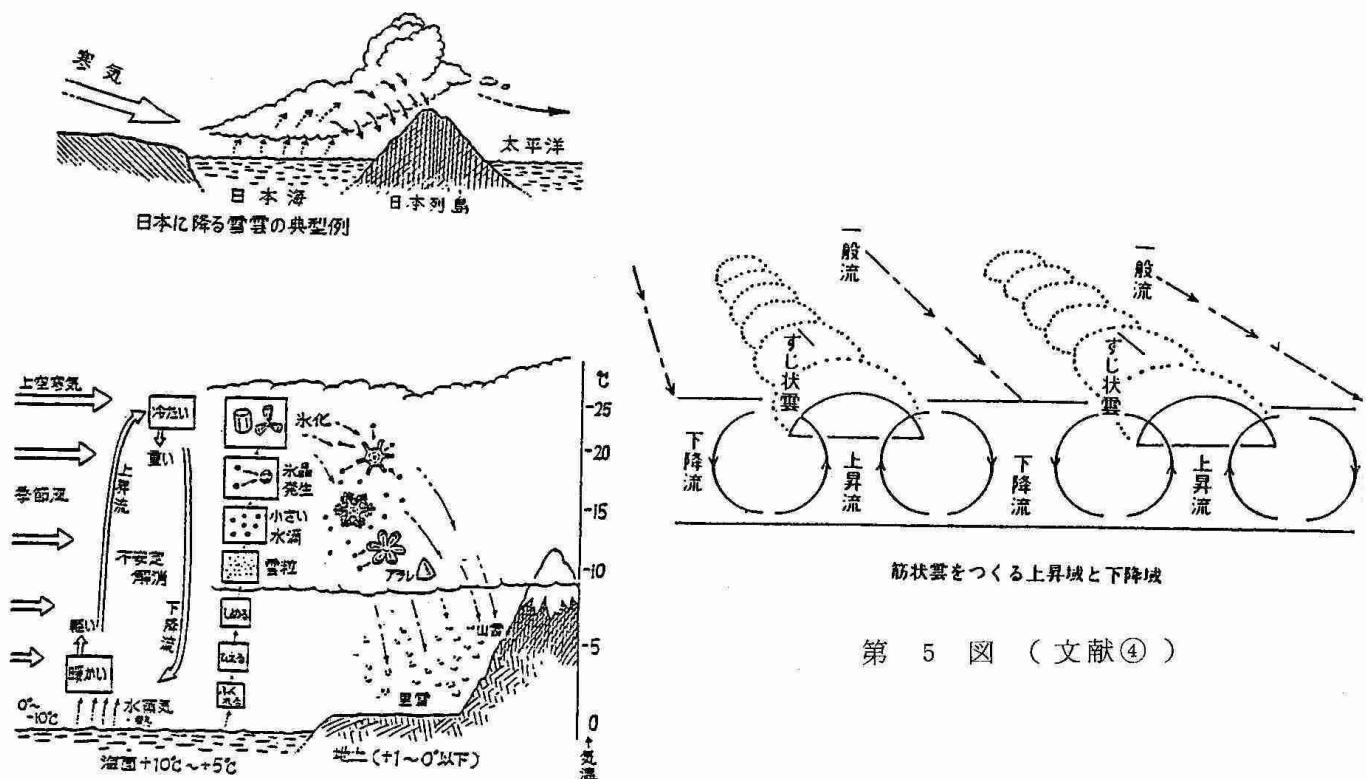
冬に低気圧が西からやってくると、その前面は南風となって暖かくて水蒸気の多い雲が広範囲に高く発達するため、広域にわたって長時間にわたって重い雪を降らせる。これは日頃、雪の少ない道東や山岳の南東斜面に大雪をもたらすので電線着雪など被害も大きい。

第4図に示すように、シベリヤ大陸から寒気が日本海をわたって流れ出してくるときには、図の下半分に示す原理で起る対流によって日本海側に持続的な雪をもたらす。これが季節風型である。この雲はよく筋状になっていることは気象衛星写真などでよくみられるとおりである。その構造は第5図に示すように



第3図（文献③）

上昇域と下降域が交互に列をつくってならんでいることによる。



第 4 図 (文献②)

第 5 図 (文献④)

7. 雪は南からやってくる

低気圧型は後面は別として、その大部分は南成分の気流で運ばれる例といえる。しかし季節風型でも雪は大陸からやってくるのではなく、日本海上で発生した雲によってもたらされる。その日本海には南から北上する対島暖流があり、その海面から蒸発する水蒸気が源の一つである。またこれと同時に南西から北上する偏西風の気流の中に元来含まれていた南方からの水蒸気が対流によって雪となり析出されている割合も多いことが最近いわれている。これらはすべて、地球の赤道から両極へ向かう大循環のもとで水を媒体とした熱輸送に伴う現象の一部に他ならない。

8. 通常の気象レーダでみているエコーは雪や雨であって雲ではない

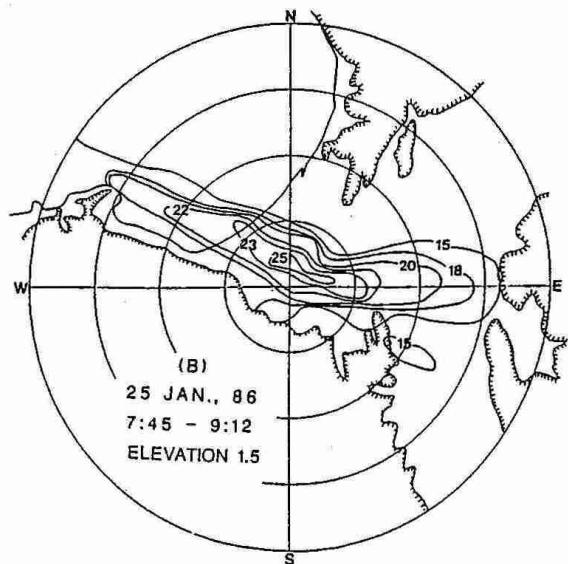
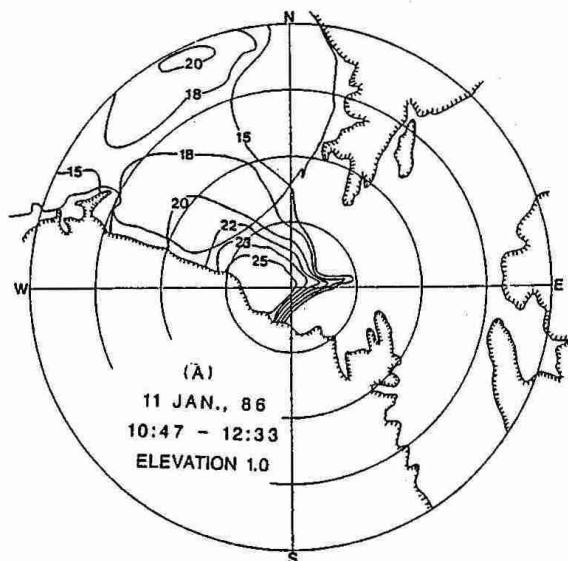
気象レーダの電磁波は波長が3cm、5cm、10cmのものが多く、長いものほど減衰が少ないので広範囲をみるレーダに適している。しかし、検出できる粒子が小さいときには短かい波長の方が有利である。その検出限界は3cm波のレーダでも約100μmの粒子である。雲粒は数μmから数10μmであるので特殊なミリ波レーダでなければ検出することができない。しかし雪や雨の存在を広域にわたって一瞬とらえることは気象現況や短時間予測など実用面で十分な役割を果している。

9. 石狩湾から進入する筋状雲による降雪域が内陸へ進入する程度は一つには下層の風向きで決まる

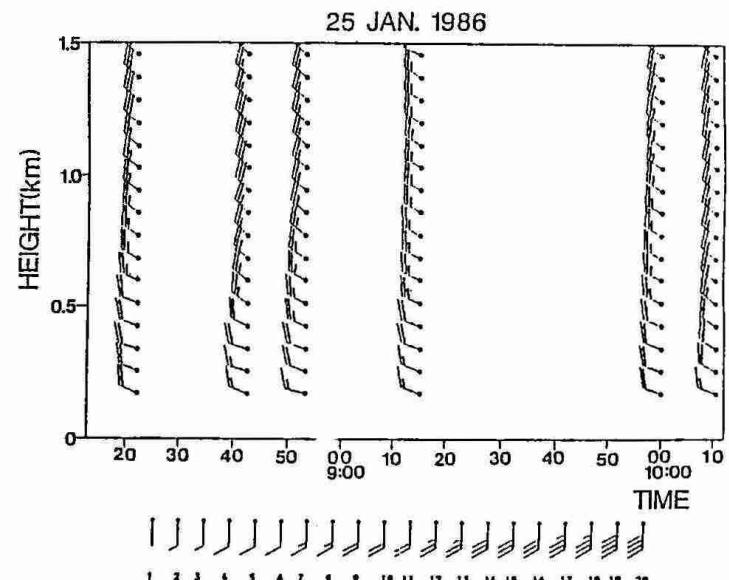
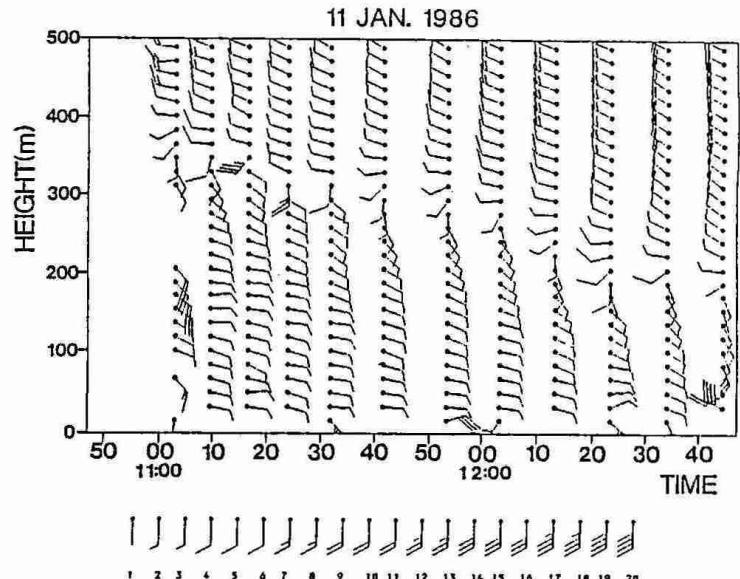
第6図は北大低温研のレーダでとらえた降雪エコーを約二時間ほどの値を積分したもので地上降雪分布に相当するものである。いずれも北西の季節風による筋状雲が進入してくる時のものであるが、上の例では石狩湾の海岸をこえるとすぐに降り、それが札幌ぐらいで完全に降り切って、それより内陸には進入していない。下の例は、それと対称的に降雪域が筋状雲の軸に沿って40kmも内陸に及んでいる例である。上の例では第7図上に示すように、下層約300m以下の風は雪を運ぶ北西風とは逆の南東からの陸風であり、

下の例は第7図下に示すように、下層の風も上層と同じく北西風であることが示されている。したがって、どこに雪が降るかを決める重要なカギは下層風系も荷っているといえる。

降雪エコーが石狩平野に進入する様子を16mmムービーで実際にながめみることにする（映画）。



第 6 図



第 7 図

文 献

- ① Schaeffer, V. J. and J. A. Day (1981) A Field Guide to the Atmosphere HMCO PP. 359.
- ② 遠藤辰雄(1979)雪……そのふしきをさぐる。子供の科学、1979.1.PP. 25-37。
- ③ 高橋庸哉・福田矩彦(1985)雪結晶の成長に伴う諸物理量の変化について、日本気象学会講演予稿集、48, P.195。
- ④ 遠藤辰雄(1985)天からの手紙、低温とくらし(北海道大学)、17-25。

千歳の雪について

東 学 (千歳航空測候所)

○はじめに

雪の降り方は、地形の影響を受けることが多いので、はじめに千歳付近の地形を第1図により極く簡単に説明する。

千歳は石狩平野から勇払平野に連なる平野部のやや狭まったところに位置している。西には樽前山、恵庭岳からはるか西へ広がる山地があり、東は夕張山地があり、日本海から太平洋へ、また、この反対の気流の通り道となっている。

1. 千歳と周辺地域の降雪

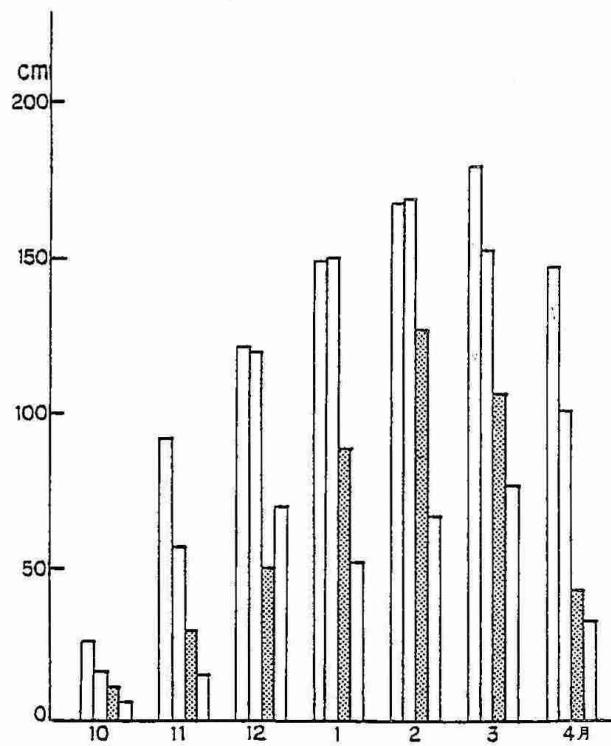
千歳とその周辺の降雪の状況を、第2図、第3図に示す。これによると札幌、岩見沢で値が高く、千歳、苫小牧と南下するに従って減少している。このことは、北西の季節風による降雪が地形の影響を大きく受けていることを示唆している。つまり日本海から季節風に乗ってやってくる雪雲が山にさえぎられて、千歳や苫小牧まで入ってきてにくいことを示していると思われる。



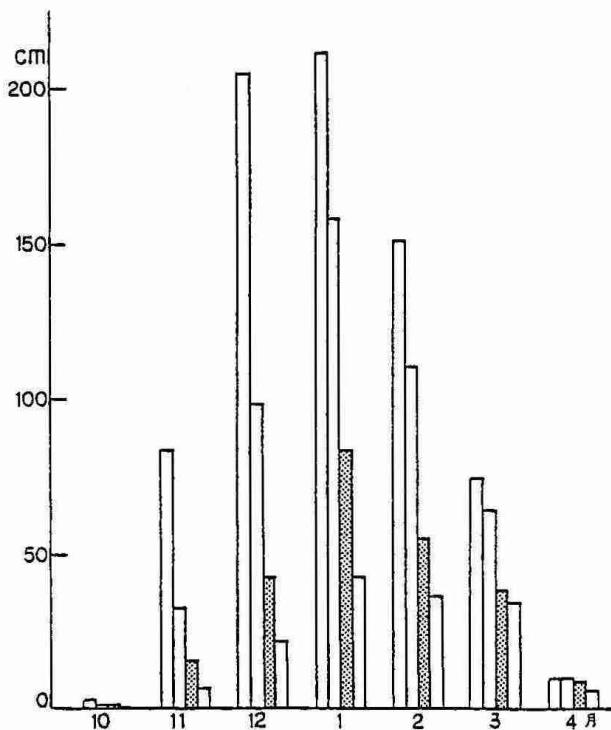
第1図 地形図

2. 千歳の雪

降雪の原因は低気圧の通過によるものと、季節風タイプに大別できる。



第2図 積雪の深さの月最大値
(左から岩見沢・札幌・千歳・苫小牧)



第3図 積雪の深さの合計
(左から岩見沢・札幌・千歳・苫小牧)

2-1. 低気圧の通過によるもの

降雪は低気圧の通過するコースで量に特徴が現れる。第4図、第5図は低気圧のコースをL₁、L₂…L₅の5つの型に分類し量的な違いをみたものである。

これによると、降雪量の多い型はL₄の、千歳の南側を西から東に通過するものが最も多く、また、L₁の本州南岸から発達しながら北上し、千島列島沿いに進むものがそれに次いでいる。

2-2. 季節風によるもの

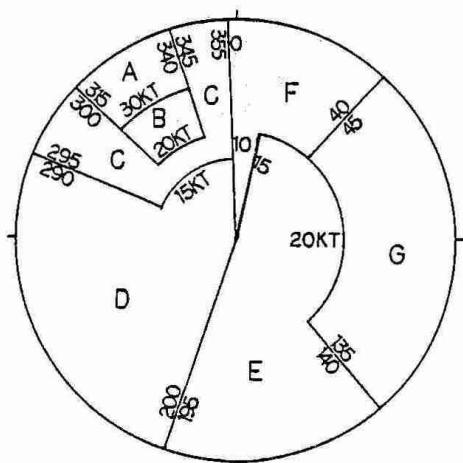
季節風による降雪は、低気圧の通過後の西高東低の気圧配置による大陸からの寒気の流入によって起る。この特徴は、はじめに述べた地形の特徴などから850mb(上空約1,500m)の風の影響が大きい。

降雪量の多いときの条件は次のとおりである。

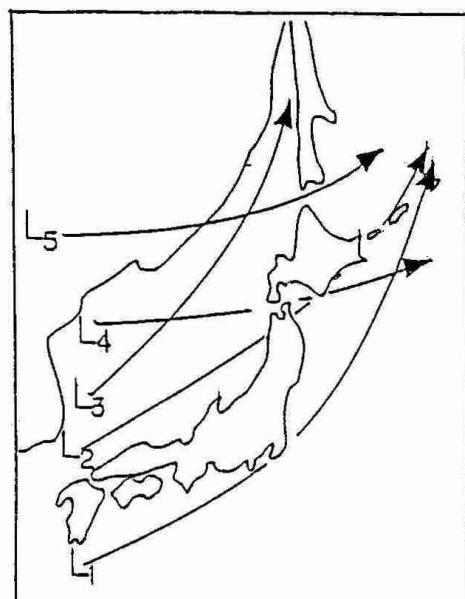
- (1) 850mbの風向が、北西～北々西であっても風速も大きめであること。(西風又は北風のときは少ない。)
- (2) 上空に強い寒気が入ること。700～600mb(上空約3,000m)で-25～-30°C。500mb(上空約5,000m)で-40°C位。
- (3) 800～600mbに安定層(逆転層)があること。
- (4) 石狩湾付近に雲頂高度2,000～3,000m位の対流雲(レーダーエコー)があること。

3. 千歳の雪と航空機への影響

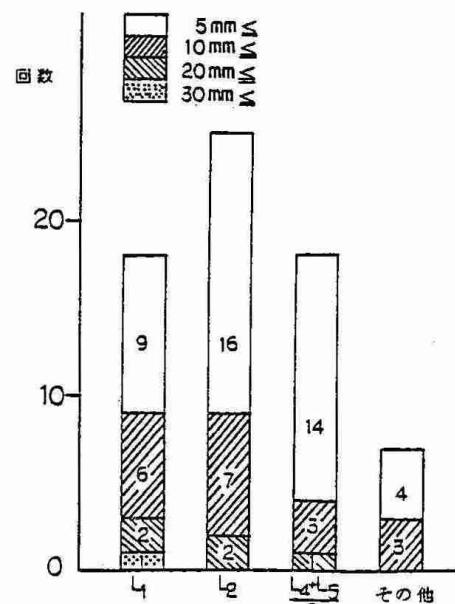
空港では一般に乾雪5cm、湿雪2.5cmの降雪があると離着陸が不能になるとされている。また、降雪に伴い視程が800m未満になると同様に離着陸が出来なくなる。このことから空港においては短時間降雪量と降雪に伴う視程の悪化が問題になる。



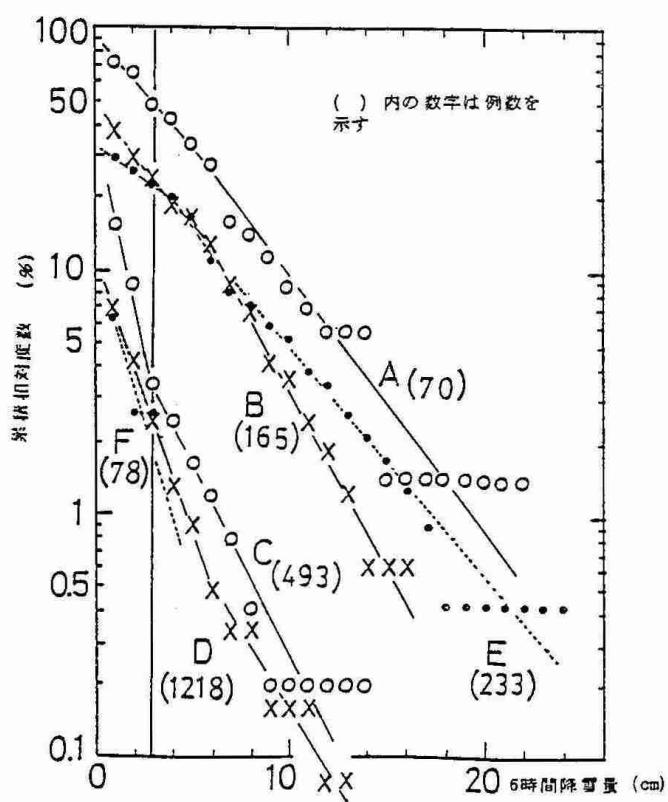
第6図 850mbの風向・風速の境界(領域)



第4図 低気圧の通過コース



第5図 低気圧の通過コースと降雪量



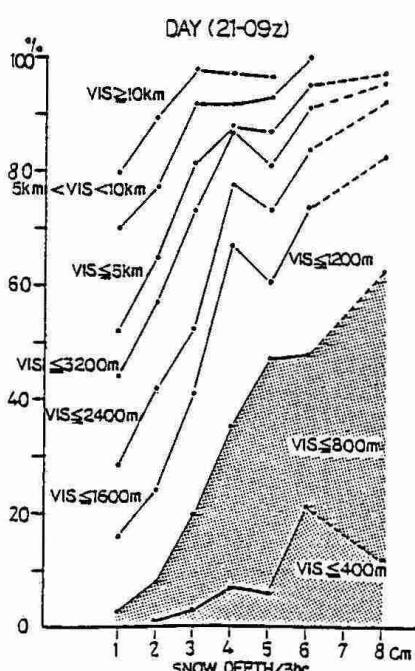
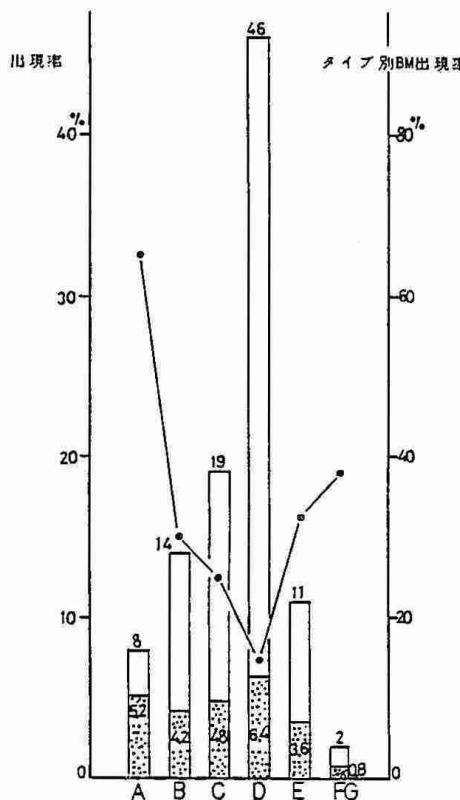
第7図 850mb領域別の累積相対度数

3-1. 短時間降雪量(第6図・第7図)

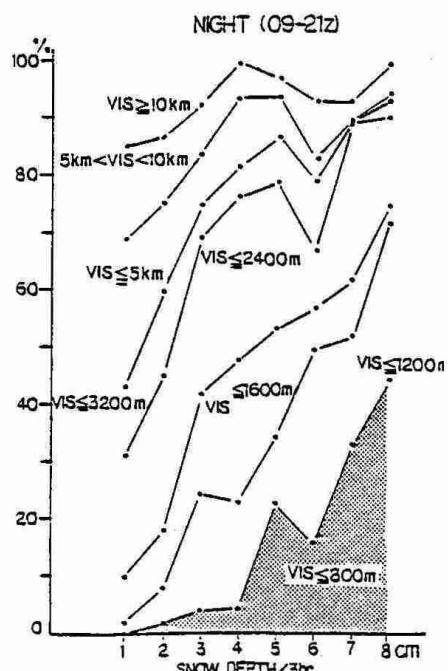
降雪量と850mb風向風速は密接な関係があることはさきにも述べてきたが第6図は850mbの風向風速の分類をしたもので、第7図は領域別の降雪量の比率を示したものである。たとえば、6時間の降雪量が3cm以上になる比率は、Aは50%、B、Eは20%であるのに対し、C、D、Fは2~3%で非常に小さいことが分る。これによるとA、B、EはC、D、Fに比べ例数は少ないが明らかに多雪の傾向を示している。また、A、B、Cについては季節風タイプ、Eについては低気圧タイプの降雪と考えられる。なお、Gについては例数が極めて少ないので除外してある。

3-2. 降雪による視程障害

次に第6図に示した領域別に視程障害の出現率を第8図に示す。これによってもA領域のBM(最低気象条件未満)出現率65%と非常に高いことがわかる。また、第9図、第10図は、時間々隔をもう少し短かくして3時間の降雪量と視程の関係を昼夜に分けて表したもので、日中は6cm/3h、夜間では9cm/3hがBM 50%の境界なり、降雪時の視程は昼に対して夜間の方が1ランク良くなっている。これは、観測の目標物が物体から光源に変るためと考えられる。



第9図 降雪量別視程相対度数分布(昼)



第10図 降雪量別視程相対度数分布(夜)

○ おわりに

「千歳の雪について」は「冬の気候としての雪」「市民生活と雪」「雪と交通」など多くの面からとり上げることが出来ると思うが、今回は「雪と交通」の中から千歳空港の雪を中心まとめてみた。

「雪と航空」と言えば、雪はそのほとんどが運航の障害として扱われておらず、積雪によるもの、降雪による視程の悪化(そしてその同時現象としてのシーリングの低下)がある。シーリングの低下のみが単独に起ることは極めて少ないとから、今回はこれに触れなかった。また、地吹雪による視程障害も降雪の同時現象として起ることが多いことから、低シーリングと同様の理由で触れなかった。

北海道太平洋岸の海霧の性質

菊地 勝 弘（北海道大学理学部）

1. はじめに

霧は大変興味ある気象現象の一つですが、海上などを除けば、その発生場所は比較的狭い地域に限られること、また気象災害の面からみても、他の気象災害に比べて、その規模は一般には小さいこと等であろう永続的な研究はあまり行われてはいない。

北海道から東北地方の太平洋岸は、6月から8月にかけて北太平洋および沿岸部で発生する海霧に覆われることが多く、特に根室、釧路地方の霧日数は3ヶ月間で100日を越える。この海霧は、南東寄りの風に乗って移流してくるので移流霧とも呼ばれ、この地域に極端な日照不足と視程障害をもたらすので、何度か大規模な組織的な観測が行われてきた。

この講演では、霧の一般的な性質や人工消散実験の可能性等について紹介する。

2. 霧の種類

霧はその成因、発生場所や状態によっていくつかに分類される。

(1) 成因による分類

- a. 放射霧 , b. 混合霧 , c. 蒸気霧 , d. 前線霧 , e. 滑昇霧 , f. 移流霧

(2) 発生場所による分類

- a. 川霧 , b. 山霧 , c. 谷霧 , d. 盆地霧 , e. 都市霧 , f. 沿岸霧 , g. 海霧

(3) 霧粒の状態による分類

- a. 湿霧 , b. 乾霧 , c. 過冷却霧 , d. 氷霧 , e. スモッグ

3. 霧の性質

霧粒や雲粒の成長は、(a)凝結過程、つまり霧粒表面とその周辺との水蒸気密度の差による水蒸気の拡散と、(b)衝突・併合過程、つまり粒径の違いによる落下速度の差による衝突・併合(捕捉)による。

凝結による成長は、具体的には、粒径、過飽和度、吸湿性物質等の性質によって影響されるが、霧粒が十分成長して凝結核を水の膜で蓋ってしまうと、最終的には成長速度は過飽和度に比例し、半径に逆比例するので、霧粒が大きくなるほど、その成長速度は遅くなる。一方、捕捉による成長は、お互いの落下速度の差に比例するから、粒径の差が大きくなるほど、その成長速度は加速されることになる。したがって、大気中の霧粒の発生、その後の成長は、その初期においては、最も吸湿性の強い粒子を凝結核として、大気中の水蒸気をその表面に凝結することによって発生し、ある程度の大きさまで成長するが、その後は同じようにして発生、成長した粒径の異なる霧粒の共存が、お互いの落下速度の差による捕捉過程が卓越

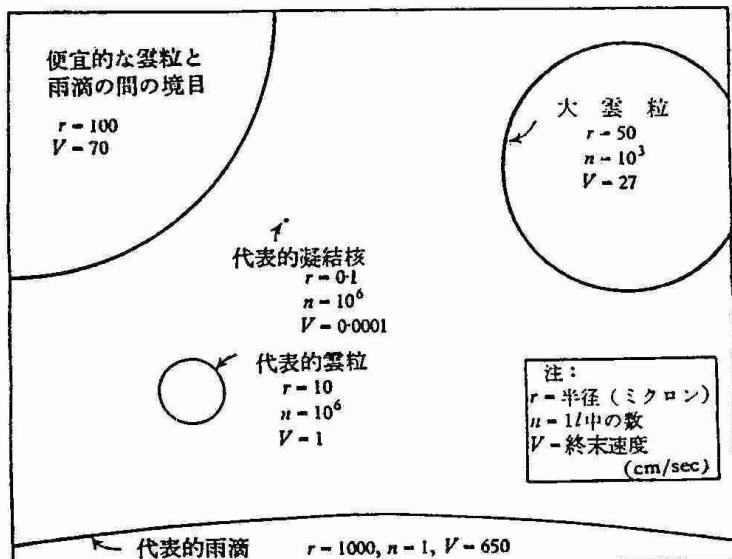


図-1. 各種の粒子の大きさ、空間濃度、終末落下速度の比較。

して、さらに成長するのである。凝結核、雲粒、雨滴の相対的大きさの比率は図-1のようになる。

霧や雲の性質を表わす最も一般的なものとして、霧粒の平均直径、最大直径、最小直径等を表わす粒径分布(μm)、大気 1cm^3 中に含まれる霧粒の個数を表わす空間濃度(個数/ cm^3)、大気 1m^3 中に含まれる霧粒の質量を示す霧水量(g/m^3)、またどこまで見通しがきくかといった視程(m)がある。図-2は、釧路地方の海霧の粒径分布を、海岸の大楽毛と市内の柳町で測定した結果である(上田・八木、1982)。両地点での粒径はほとんど変わらないが、市内の空間濃度は海岸に比べて極端に少ないことがわかる。また、図-3は、同じく海霧時の気温、風向・風速、視程、霧水量の時間変化を示している(上田・八木、1984)。2時30分頃、大楽毛の霧水量は $0.75\text{ g}/\text{m}^3$ で視程は 60 m 以下であったが、柳町では $0.12\text{ g}/\text{m}^3$ で 100 m 以上であったことがわかる。

霧は、日照不足、視程の低下といった外に、放射特性、つまり吸収率、反射率、透過率等に大きな影響を与えていた。最近、北極海周辺の夏の層雲が注目されるようになった。この層雲や混合霧は、海水と共に北極地方の熱収支、つまり地球全体の熱収支、気候に大きな影響を及ぼすことが考えられるからである。

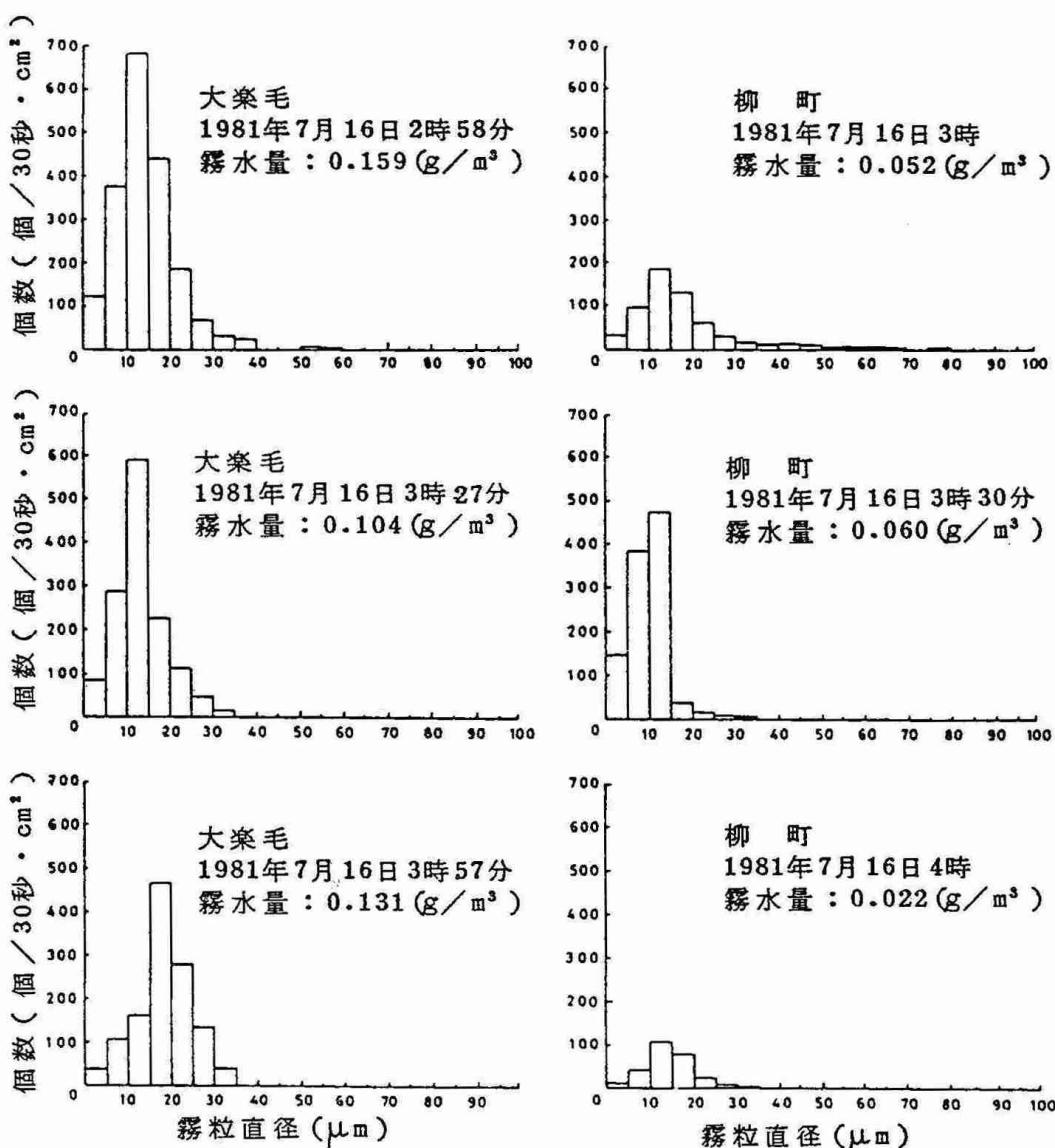


図-2. 1981年7月16日3時, 3時半, 4時の大楽毛と柳町の粒径分布(上田・八木, 1982).

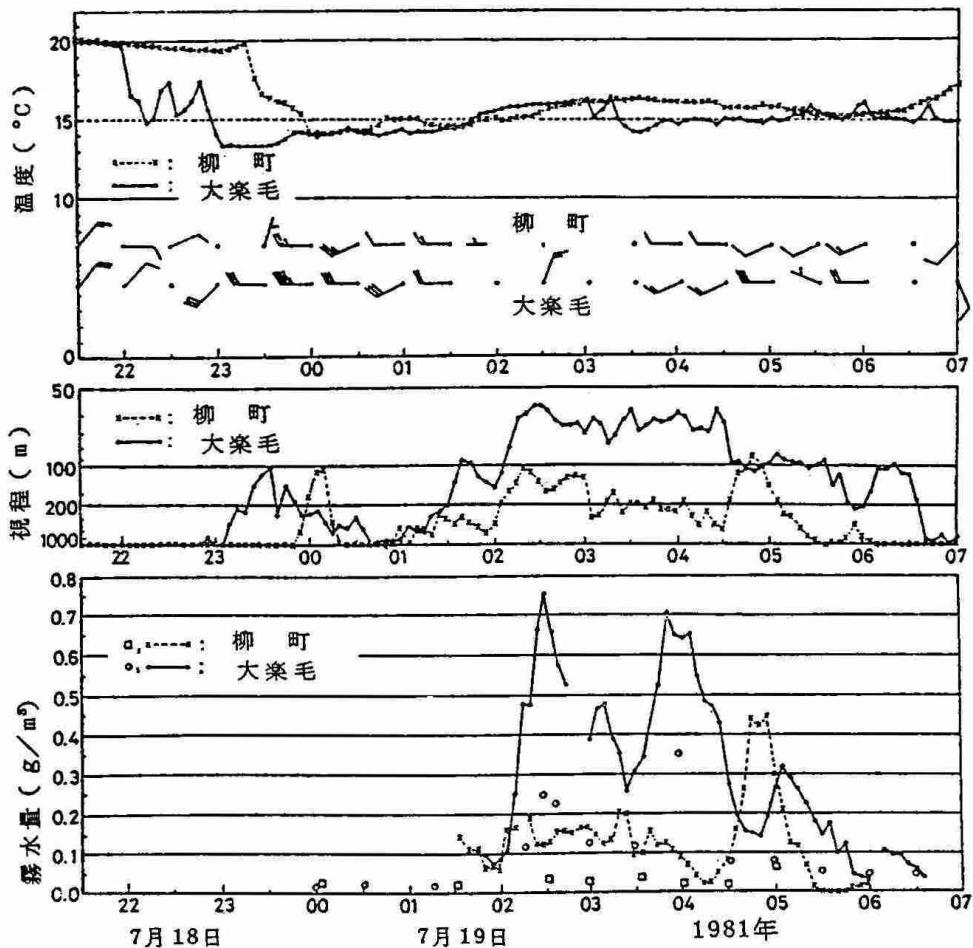


図-3. 1981年7月18日21時30分から、19日7時までの大桑毛、
柳町における気温、風向・風速、視程および霧水量の変化
(上田・八木, 1984).

4. 霧の人工消散

霧を人工的に消散させようという願望は、国内外を問わず、空港の霧を消して航空機の離着陸を安全に行なおうという、主として軍事目的から出発していたと考えられる。しかし、現在の輸送手段の発達は、平常時の空港や港湾の安全確保と霧の農作物や人畜に対する被害を軽減しようという目的から注目されている。霧の人工消散は、人工降雨と並ぶ将来の気象学の大命題であり、この分野は、雲物理学の中でも、特にWeather Modification(気象の人工制御)といわれる分野である。しかし、現在のところ霧の人工消散の研究はほとんど行われていない。霧の人工消散の方法としては、原理的には次のようなものが考えられている。

- a. 種まきによる方法, b. 振動による方法, c. 電気的方法, d. 直接加熱法, e. 蒸気圧差法

5. おわりに

この講演では、霧の一般的性質や人工消散について過去に私達の研究室が行った実験について紹介する。これを機会に、自分達の住んでいる地域の身近な気象現象に興味を持ち、理解する努力をすることを期待します。

第5回夏季大学「新しい気象」講座のお知らせ

昨年に引き続き、5回目の夏季大学「新しい気象」講座を下記の要領で開催します。

今回のテーマは「北海道の冬の気象Ⅱ」とします。

主 催：日本気象学会北海道支部、札幌市青少年科学館
期 日：昭和62年7月29日・30日（水・木）10時から15時
対 象：小・中・高の理科担当教諭・気象に興味のある一般の方（高校生以上）
受 講 料：400円
場 所：札幌市青少年科学館
申込先：〒004 札幌市白石区厚別中央1-5 札幌市青少年科学館内「新しい気象」教室係
TEL 011-892-5001
申込締切：昭和62年7月17日
申込方法：電話またはハガキ
定 員：40名

◎内容要旨

1. 雪が降ってくるまで

北海道大学低温科学研究所 遠藤辰雄

我々が毎年、冬になるとみる雪が、いったいどのようにしてたらされるか、またそれを観測するにはどのようなことがなされるかについて、その身近な観測法を含めて、以下の十章で紹介する。

1. 大気は上昇すると雲が発生し、これが下降すると雲が消えてしまう。
2. 氷晶（初期の雪結晶）は雲粒（微水滴）を食って急激に成長する。
3. 雪結晶は-15℃で成長速度が最大である。
4. 普通に見られる雪結晶は樹枝状結晶である。
5. いわゆる大雪となるときの雪の大部分は雪粒付結晶（アラレの始め）と雪片（複数の雪結晶のからんだもの）の二種類である。
6. 降雪のタイプは季節風型と低気圧型の二つに大別される。
7. 雪は南からやってくる。
8. 気象レーダーでみているエコーは雪や雨であって雲ではない。
9. 石狩湾に進入する筋状雲による降雪が、どこに降るかについては下層1000メートルまでの大気の流れによって決められる（短時間局地予測）。
10. 雪の結晶を直接観察する方法を考えながら、これと親しみをもとう。

2. 冬の寒さ・内陸の寒さ

北海道大学理学部 播磨屋敏生

「北に行くほど寒くなる」、「空高く昇るほど寒くなる」、「冬には海上の小島より大陸奥深いところが寒いようだ」。そのほかに寒さについての知識にはどのようなものがあるだろうか？ 冬に最も寒いところは、母子里や陸別など盆地・谷間地形だと知っている人もいるでしょう。

まず最初に、上に述べたことを観測資料を使った図で確かめてみる。それが終わったら、どうしてそのようになるのだろうかをわかりやすくナゾ解きをしたい。寒さがおこるカラクリがわかると、それを防ぐ方法も考えつくかもしれない。自然現象を見るとき、なぜそうなるのだろうかと考える習慣がつく一助になら良いいなあと思いながら、寒さについて解説してみたい。

3. 流氷の世界

北海道大学低温科学研究所 小野延雄

地球表面のほぼ7%を占める海氷域は、およそ6%の季節海氷域と1%程度の多年海氷域とで構成されている。それぞれの広がりの季節変化や年々変動は、地球の寒暖や気候の高感度の感知器である。海が海水で覆われると、太陽熱の大半を反射し、海から大気への熱の流れを抑制する。しかし、海氷域は海に大きな一枚のふたをかぶせたものではなく、絶えず割れて水面を見せては凍っていくという姿をとることを、近年の人工衛星画像が教えてくれた。

衛星搭載のマイクロ波センサによる両極海氷域の通年の面積変化と年々変動、オホーツク海の海氷域の位置づけとその特徴、北海道沿岸の流氷の挙動、最近の研究の動向などを概観しながら紹介する。

4. 冬の天気－天気図の書き方と予報の実際－ 札幌管区気象台予報課 若原勝二

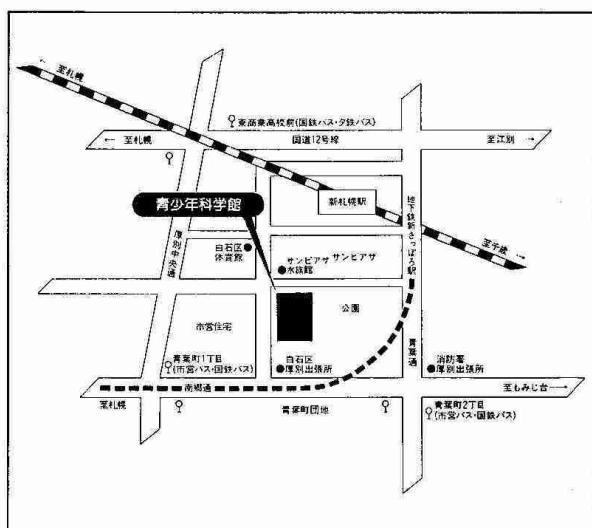
シベリア大陸から吹き出す冷たい季節風は、日本海の海面から熱と水蒸気を雪に加工して北海道に運んでくる。季節風は脊梁山脈の風上側に雪を落とし、風下側の地方には澄み切った青空と寒さをもたらす。また、車粉や排気ガス、煙で汚れた空を一掃してくれる。しかし、極地方からの冬の使者、季節風は大雪と寒さ、そして強い風をもたらすことには変わりない。季節風の振る舞いによって、日本海側一帯が風雪になったり、局地的に大雪になったり、内陸では氷点下30度以下になったりする。

季節風の役割、地形と雪雲の関係、札幌が大雪のとき旭川はなぜ晴れるのか、倶知安はなぜ多雪地帯か、ドカ雪と小低気圧、シバレと小高気圧の関係など、天気図を通して一緒に考えてみよう。雪や寒さの仕組みを天気図から理解することによって、冬を楽しく過ごすことに一役買うことができれば幸いと思う。

- 札幌市青少年科学館では北方圏を主なテーマの一つとして、次のような気象関係展示があります。
 - ◎ 気象レーダ（MTI、Color Display付）
 - ◎ ひまわり受画装置（本道初、Color display付）
 - ◎ 人工降雪装置（世界初）
 - ◎ 低温展示室（氷の薄片、氷琴、人工樹氷など）
- 但し、人工降雪装置の実演は10:45、11:45、14:00からの3回、低温展示室は15:20（日曜日は10:20、15:20）からとなっています。

交通機関

地下鉄東西線「新さっぽろ」またはJR千歳線「新札幌」下車徒歩3分。



日本気象学会昭和62年度秋季大会のお知らせ

今年度の日本気象学会秋季大会は札幌で開かれます。5年に一度の機会ですので、積極的に発表申込みあるいは参加をしましょう。

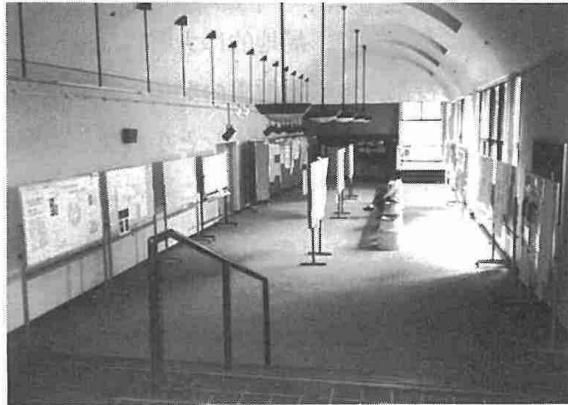
期間は昭和62年10月14日（水）～16日（金）で、会場は北海道大学学術交流会館（札幌市北区北8条西5丁目）の、講堂・小講堂・第一会議室です。今年度の春季大会（筑波）ではポスターセッションが試みられましたが、札幌でも行なわれるもようです。

なお、発表申込み方法は「天気」5月号353ページを参照して下さい。会場・宿舎の案内は「天気」6月号420ページに掲載されています。



会場の北海道大学学術交流会館

春季大会（筑波）における ポスターセッションの状況





利尻富士の風下に現われたつるし雲と笠雲(本文34ページ参照)

(昭和57年8月 撮影:藤原滋水)



赤井川盆地に発生した放射霧(昭和57年9月15日 撮影:谷口恭)

写 真 訪 問

※本号より新しく「写真訪問」というシリーズを始めました。新鋭の機器が導入されたり、庁舎が新築されたりした場合はこの欄で紹介します。会員の方が情報を入手された場合はどうぞ事務局へお知らせ下さい。（札幌市北区北2条西18丁目 札幌管区気象台調査課 ☎ 011-611-6121 内線415）

(1) 室蘭地方気象台

a. 新庁舎



室蘭市は北海道南西部の内浦湾に面し北東の境界は登別市に接し北西は伊達市に続いている。当台は北緯 $42^{\circ}19'$ 東経 $140^{\circ}59'$ に位置している。北隅には本地域の最高峰900メートル余に達する円錐形のゆるやかな曲線を示す室蘭岳があり、河川はこの源に発して内浦湾に注いでいる。

室蘭地方気象台は3ヶ月の歳月をかけ昭和60年秋に付帯施設を含み完成した。庁舎は鉄筋コンクリート三階建、塔屋一階、付帯施設を含め延面積 $1,304\text{m}^2$ 、旧庁舎の約三倍の広さを有する。

庁内は明るく便利。又来訪者のために必要な駐車場を有し、敷地の有効利用がなされている。

庁舎外壁は長い年月の風雨雪に耐えられるタイル打込工法、又屋内の各室は来訪者にもわかりやすい平面構造で業務の流れに応じ効率的かつ機能的に造られている。執務環境として十分な採光の確保、内装の不燃火、省エネ対策など施しながら寒冷地に適した工法や設備、防火監視対策が施されている。又庁舎及び駐車場周囲には植栽が施されている。

(防災業務課)

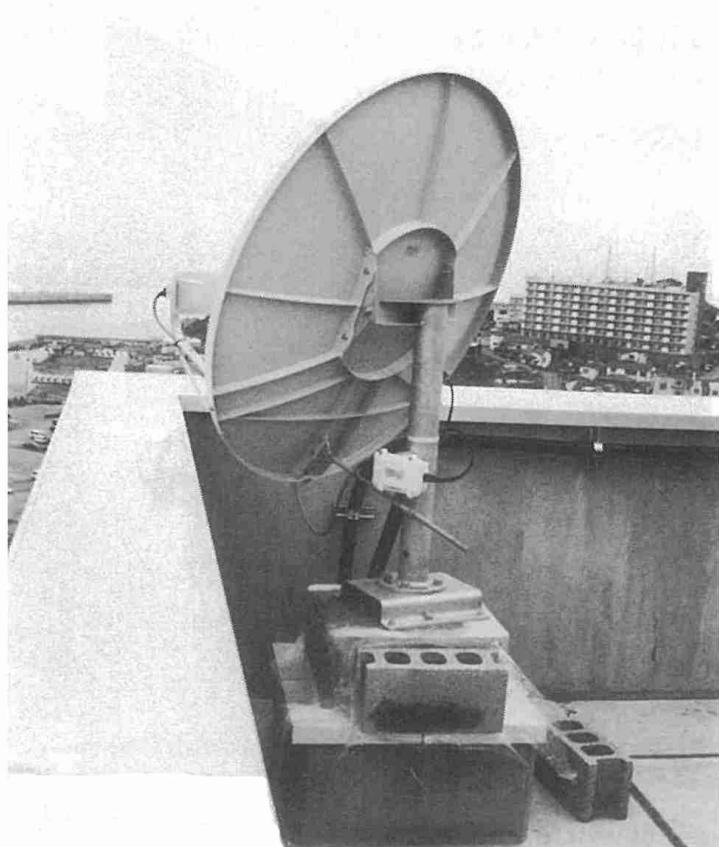
b. 静止衛星資料受信装置

略称 S D U S (Small Data Utilization Station : 小規模利用局)

昭和 62 年 4 月 1 日より当台で運用している WEATHERSENSOR-100 MK-II は、 NEC 16 ビットパーソナルコンピュータ PC 9801 シリーズと組合せ、 気象衛星「ひまわり」から雲画像信号 (LR-FAX 信号) を受信し、 ディスプレイ画面及びプリンターのハードコピーとしての雲画像を得る事が出来る。又、次の様な操作も可能である。

- 1) あらかじめ入力したスケジュール表に従って、自動的に「ひまわり」からの画像信号を受信し、ディスクに記憶することが出来る。
- 2) 固定ディスク (20Mバイト) を使用すれば最大 86 枚の画像を記憶することが出来る。
- 3) 固定ディスクに記憶した画像を連続動画として見ることが出来、また台風等を中心にマーカーを付けて置けば、その軌跡を見ることも出来る。
- 4) 画像の任意の位置を 2、4、16 倍に拡大し、ディスプレイ表示又はプリントアウトすることが出来る。
- 5) カセットテープに復調信号を記憶することが出来 (C-90 で片面 10 画面分) 長期にわたるデータを経済的に保存することが出来る。

(防災業務課)



(2) (財)日本気象協会 北海道本部



写真①

気象協会の新社屋は昭和61年10月に完成した。（写真①）

所在地は札幌市中央区北4条西23丁目で、その規模は、

敷地面積 758m²

建物規模 地下1階、地上6階

総面積 2,117m²

である。旧社屋は北1条西23丁目の本部と、気象台構内の分室（気象情報提供の現業部門）の分散勤務であったが、新社屋の完成により、これらが統合された。

社屋の裏には、敷地の他に555m²の駐車場があり、その一隅に露場があって自動観測装置がある。これらの観測値は屋上の風の観測施設のものなども含めて、正面玄関の横の自動表示パネルに常時、風向・風速・気圧・気温・湿度・降水量の観測値が表示されている。

社屋内の各階を概略説明すると、

◎地階は計器保管室・ロッカールーム・シャワールーム・貯水槽・冷暖房装置・電源室。

◎1階は総務部の3課、本部長室、応接室・OA器 および談話室。

◎2階は調査部の4課、役員室、談話室。

◎3階は技術部の4課、オフ・ライン系計算機室、および談話室。

◎4階は技術部各部の総合作業を行なう『情報センター』（写真②）で、このセンターにはアメダス、アデスなどのオン・ライン系のシステムと情報処理関連の機器（マイコス・ラン・ホッカイドウ）（写真③）の他、ひまわり受画装置、気象監視装置、5つの放送スタジオ、および各種予測業務、情

報提供作業部門がまとめられ、1日も休みなく稼働している。この他に休養室もある。

◎5階は大会議室、図書室、資料室、ロッカールーム、娯楽室、和室（20畳）。

◎6階は無線室、トレーニングルーム室、その他。

以上であるが、全館向けの放送施設があり、熱源はガスを用いないで、電気（夜は深夜電力）によっている。

写真②



写真③



(3) 人工降雪実験装置（札幌市青少年科学館）

科学館では札幌市の地理的位置を考え、「北方圏の気象・雪氷の世界」を主要テーマとして掲げ、教育普及活動に当たっています。

このテーマに関係した展示物としては「人工降雪装置」・「低温展示室」・「気象レーダ」・「気象衛星ひまわり受画装置」・「フーコー振子」などがあります。ここでは、天然の降雪の仕組みを再現することに世界で初めて成功した「人工降雪実験装置」について、紹介します。

図1は装置の概略図です。高さ18m、内径1mの主風洞の中で雪の結晶を成長させ、人工的に降雪を起こします。来館された方は観察窓から雪が降っている様子を一年中見ることができます。-20°Cまで冷却可能です。

今から50年近く前に、北海道大学の故中谷宇吉郎博士がうさぎの毛に雪の結晶を成長させることに成功しましたが、この装置ではうさぎの毛などを使わないので空中に漂わせながら、雪の結晶をより天然に近い状態で成長させているのが特長です。

最近、スキー場でもスノーガンを使って、人工的に雪を積もらせていましたが、これは水滴を凍らせたもので、雪の結晶とは似ても似つかぬものです。

降雪を起こす原理を説明しましょう。家庭でも使われている超音波加湿器から微水滴を供給し、雲を作ります。この水滴は-20°C位でも液体のままであります。雲を冷しただけでは雪は降ってきません。天然には氷晶核（土壤粒子など）という物質があって、水滴を凍らせる働きをします。凍った水滴は「氷晶」と呼ばれ、雪の結晶の赤ん坊となります。この装置では、断熱冷却で水滴を凍らせ、氷晶を作り、装置の中に供給します。この氷晶が水と氷の飽和水蒸気圧の違いのために回りの水滴から水蒸気をもらい、だんだん大きくなって雪の結晶となって降ってきます。天然では雪の結晶は雲の中を何百メートルも落下して成長しますが、この装置ではファンを使って上昇気流を作り、雪の結晶を空中に長くとどめるように工夫されています。

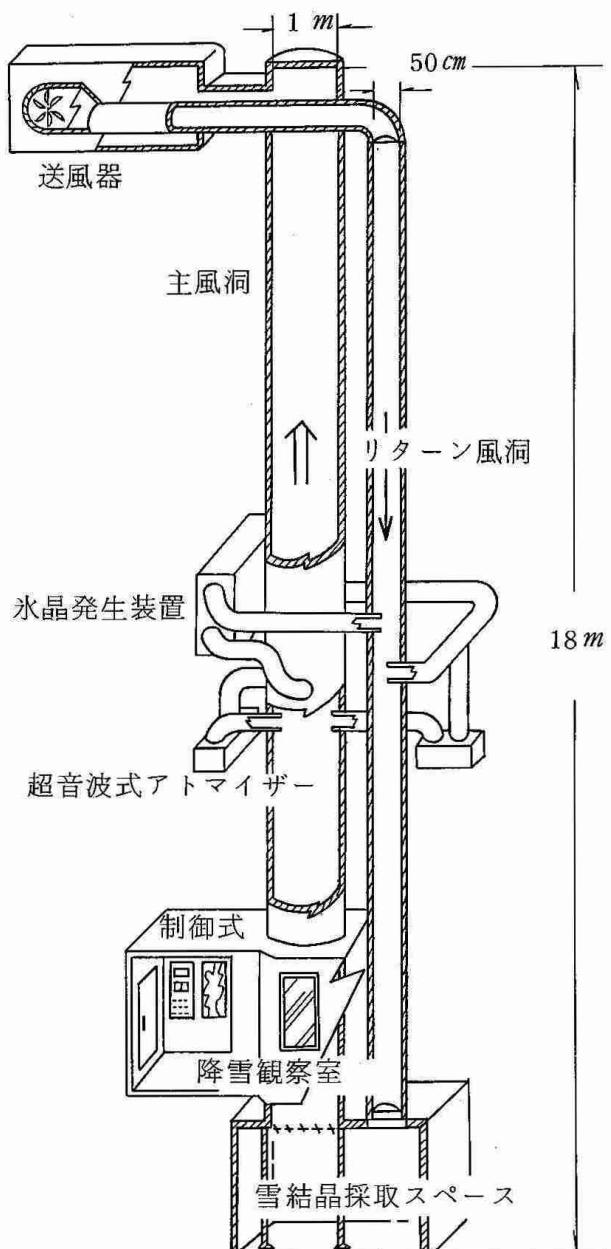


図1 装置の概略図

図2は、人工降雪装置で得た雪の結晶の例です。aは -14.5°C で得られた樹枝状結晶で、約15分かかって成長しました。全長2mmで、この大きさは札幌で降る雪の結晶の平均的な大きさです。bは雪片（ぼたん雪）で約250個程の結晶がくっ付き合っています。cは雲粒付結晶で、雲粒濃度の高い雲の中で結晶に水滴がぶつかって、捕捉されたものです。結晶の中心部に付かないで、端の方に付いているのが特徴です。dは針状結晶で、 -5.5°C で成長したものです。

本館は大人から子供まで、だれでもが思い思いに学び、楽しむことができる、「知的遊園地」と呼ばれるにふさわしい施設をめざしています。本館活動の原点は「来館された方が展示物を見、触れ、感じ、発見し、そして考える」ことですから、是非来館の上、各展示物を御覧頂きたいと思います。

〈高橋 庸哉（札幌市青少年科学館）記〉

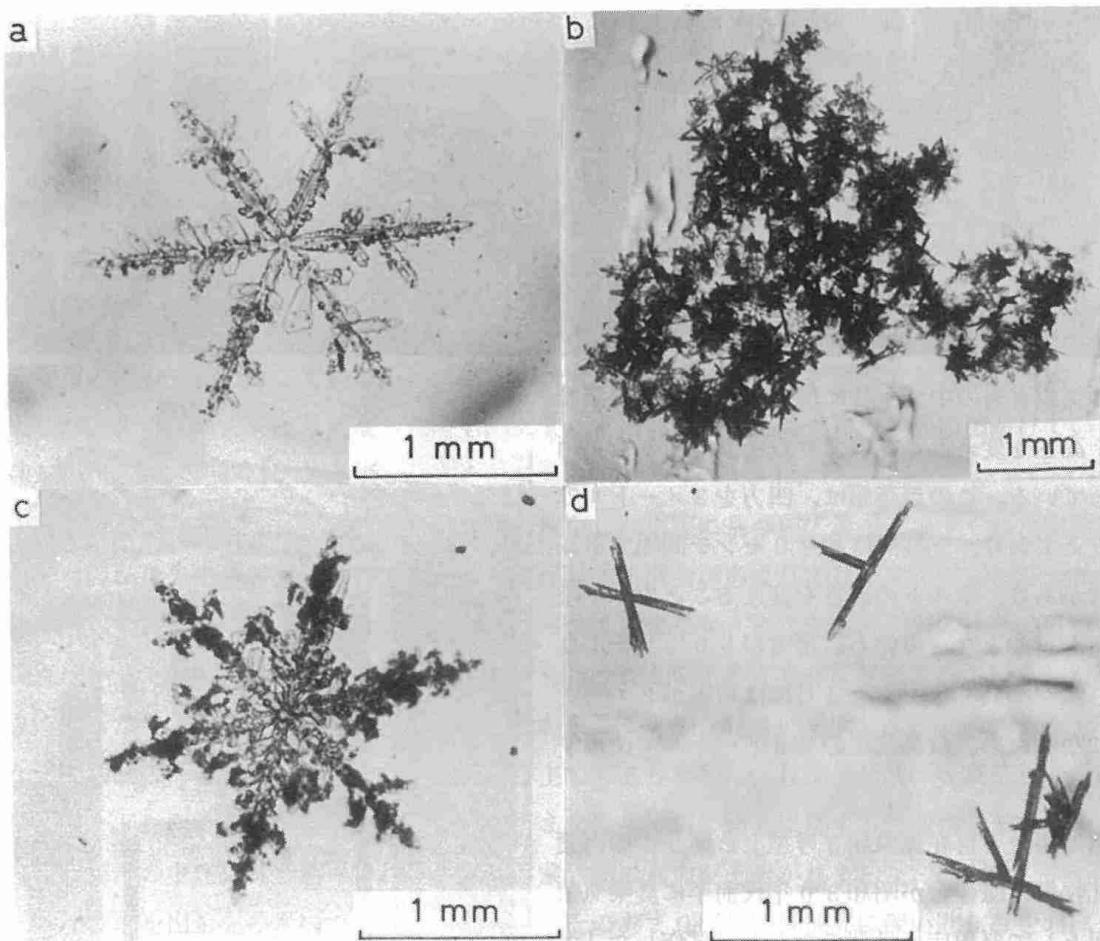
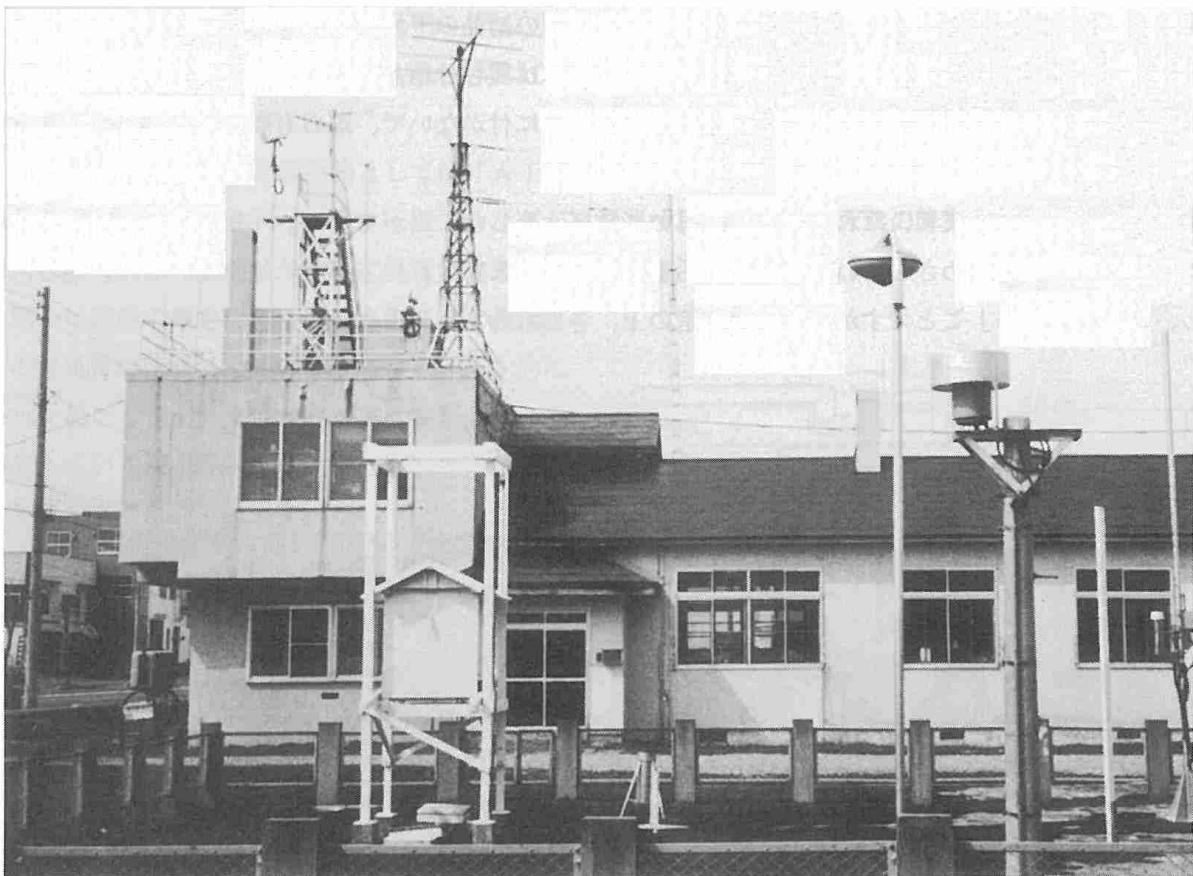


図2 得られた雪結晶の例

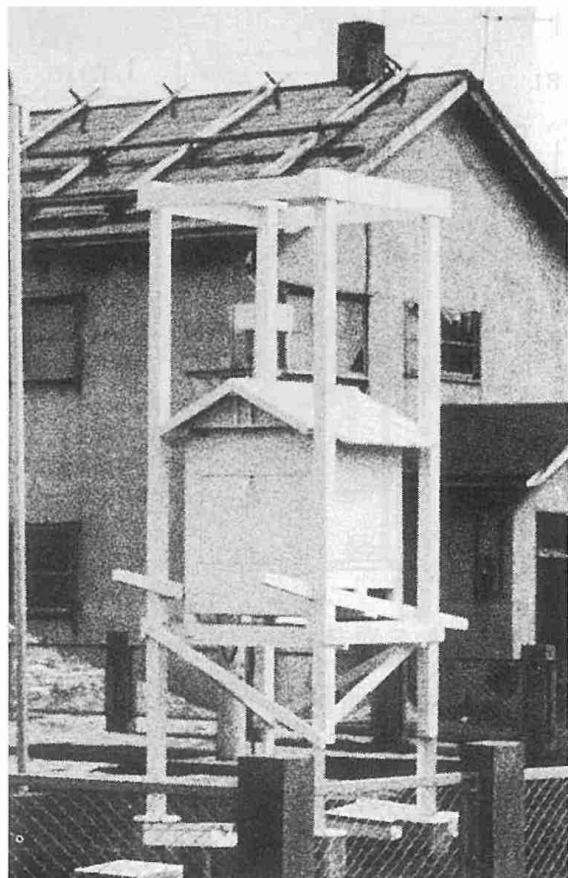
- (a) 樹枝状結晶 (-14.5°C 、初期氷晶供給15分後) ; (b) 雪片 (-14.5°C 、8分後) ;
- (c) 雲粒付結晶 (-14.2°C 、15分後) ; (d) 針状結晶 (-5.5°C 、15分後)

(4) めずらしい百葉箱（俱知安測候所）



全国の気象官署の中でも特に積雪の多い俱知安測候所では、高さを変えることのできる多雪地用の百葉箱を使用している。この百葉箱は、四方を3メートルの支柱で支えており、支柱には約20センチ間隔でボルト用の穴があり、ボルトの高さを変えることで11段階の調整が可能となっている。積雪が5.0センチになる頃から除々に高くし、2~3月には積雪が2メートル前後になるため、最高位置の2.5メートルで使用することが多い。

「多雪地用上下自在気象庁3号型」というこの百葉箱は、札幌管区気象台が昭和30年代前半に農業気象観測所用として気象庁4号型の大きさで試作した「多雪地用高脚式」を、除々に改良して実用化したものである。しかし、この百葉箱は製作費が高いなどの理由で、気象庁では現在、特に積雪の多い俱知安測候所だけが昭和57年から使用している唯一の百葉箱であり全国的にも非常に珍しいものである。



小林禎作先生を偲んで

北海道大学低温科学研究所教授、小林禎作先生は、去る3月8日呼吸不全のため御逝去されました。先生は、「雪の結晶習性に関する研究」に対して昭和35年度気象学会賞を受賞されるなど雪の結晶の研究一筋の道を歩まれました。また、当支部常任理事及び気象雑誌編集委員などとして学会発展のため御尽力されておりました。先生の業績や略歴の詳細については他に譲り、私は生前の先生の思い出について述べたいと思います。

私が大学院生として初めて先生の教えを受けたのは、先生が米国のN C A Rから帰国された直後の昭和48年の頃でした。私の学生時代と重なる様に、先生は雪の双晶の構造と生成機構の研究を精力的に進められ、私もこの研究に参加させていただきました。先生はこの研究の中で、自然の雪の結晶、中でも従来あまり注目されることのなかった多結晶の雪を再び詳しく観察し直す必要を感じられ、昭和50年から4～5年にわたり勇駒別（旭岳温泉）において雪の観察の機会をもたれました。毎回先生は先頭に立って観察に出かけられ、私たちと同じ室に寝泊まりされて観察にあたられていました。厳しい寒さの中で先生は実に楽しそうに何時間でも仕事を続けられていたのが思い出されます。その後も数年おきにこの観察の機会を持たれ、実験あるいは理論的研究に限らず自然現象を注視することの大切さを示されていました。先生がお亡くなりになった時も、たまたま研究室の人たちがこの観察に出かけている間に急に容体が悪化されたと聞いています。

先生は御自身が面白いと思ったことを自らの目で観察した事実に基づいて追求するすぐれた実験物理屋でありました。私は先生自ら実験されているお姿を拝見する機会があまりありませんでしたが、私たちの行う実験に対して常に鋭く適切なアドバイスを授けられていました。また先生は、雪の結晶の研究を雲物理学の視点ばかりではなく、結晶成長学の視点からも行うことの重要性を常に主張していました。この様な視点に立った先生の多くの業績は、両方の分野から高く評価されています。

活発な研究活動の一方で先生は多彩な趣味の持ち主もありました。社交ダンス、写真そして最近では帆船模型造りとどれをとっても玄人はだしでした。また先生は雪の結晶に関する啓蒙書を多数著わされたり、北大放送講座の主任講師を務められるなど、啓蒙活動にも力をそがれました。

私は先生の訃報を出張先の米国で聞くことになり、そのあまりに早い御他界に深い悲しみをおぼえます。今頃先生は、先生の隨筆集「雪に魅せられた人々」の中に登場する人たちの仲間に加わり、「雪の結晶」談義でもなさっているのかも知れません。謹んで御冥福をお祈り申し上げます。

（北大低温研 古川義純）



総会報告

去る6月10日(水)、北海道大学学術交流会館に於いて、昭和62年度の支部総会が開かれた(出席49名、委任状71名)。議長には北大理学部の播磨屋敏生教授が選出された。

総会次第

1. 開会
2. 議長選出
3. 議長挨拶
4. 支部長挨拶
5. 議題
 - (1) 昭和61年度事業報告
 - (2) 昭和61年度会計報告
 - (3) 昭和61年度会計監査報告
 - (4) 昭和62年度事業計画
 - (5) 昭和62年予算案
 - (6) 支部規約の改正について
6. その他
7. 閉会



議長：播磨屋敏生氏

支部長から、役員の転出・死去に伴って、新役員を補充したこと等を含んだ挨拶があった。

議題のうち、(1)・(2)は遠藤理事、(3)は菊地理事、(4)・(5)は花房理事より説明があり、それぞれ承認された。(6)の支部規約の改正については伝法理事より説明があり、賛成多数で原案どおり可決された。主な改正点は、常任理事を1名増員して4名にすること、および会計監査を理事以外に新たに設けることである。また、選挙事務の日程が窮屈なので告示作業のスケジュールに余裕をもたせた。これらの改正点を含んだ新しい支部規約および支部役員選挙規則を、表紙見返しに掲載してあるので参照して下さい。続いて松村理事より、「支部だより」の新しい名称を6月15日まで再募集する旨報告された。

(谷口 恒)



遠藤理事



花房理事



伝法理事



松村理事

(1) 昭和61年度支部事業報告

1. 第15期支部役員選挙

(昭和61年4月14日告示、5月30日投票締切、6月2日開票)

当選(敬称略 50音順)

大川 隆(札管気) 菊地 勝弘(北大理)

小島 修(札管気) 小林 穎作(北大低温研)

多田 利義(函海気) 伝法 宏(気象協会)

吉田 泰治(札管気)

2. 第1回支部理事会(6.1.6.6 於札管気)

支部長・常任理事の選出、幹事の指名、業務分担、昭和60年度事業及び会計報告、昭和61年度事業計画及び予算案審議

3. 昭和61年度支部総会(6.1.6.9 於北大理)

昭和60年度事業及び会計報告、昭和61年度事業計画及び予算案審議

4. 昭和61年度第1回支部研究発表会(同上)

発表 9題 参加者 50名

5. 特別講演(6.1.6.19 於北大理・低温研)

テーマ (1) ハワイにおける温かい雲からの降雨機構

(2) アメリカにおける雲の航空機観測の現状

(3) 雷雲内の電荷発生および蓄積に関する最近の研究

講師 ハワイ大学教授 高橋 効^{つとむ}

6. 支部だより第32号発行(6.1.7.20)90頁

7. 第4回夏季大学「新しい気象」講座:冬の気象I(6.1.7.31~8.1 於札幌市青少年科学館)

講師とテーマ

(1) 小林 穎作(北大低温研) 雪はなぜ六角か

- (2) 木村 隆昭(札幌管区気象台) 「ひまわり」から見た北海道の冬の天気
(3) 秋田谷英次(北大低温研) 北海道の冬と生活
(4) 成瀬 廉二(北大低温研) 氷河のふるまい—温暖地域から極地まで—
映画 「雪の結晶」
科学館気象関係施設の見学
8. 第2回支部理事会(6.1.9.16 於札管気)
地方講演会(千歳)実行計画及び予算案審議
支部創立30周年記念事業計画審議
昭和62年度秋季大会開催準備
9. 第1回日本気象学会昭和62年度秋季大会準備委員会(同 上)
実行委員、組織指揮系統、会場予算案、準備スケジュール等の審議、決定
10. 地方講演会「千歳付近の天気と航空気象」(6.1.10.18 於千歳市民文化センター)
講師とテーマ
(1) 上田 博(北大理) 空港周辺の特異な気象擾乱—ダウンバーストの検出の可能性—
(2) 木村 隆昭(札管気) 「ひまわり」から何が分かるか—石狩湾小低気圧や乱気流—
(3) 遠藤 辰雄(北大低温研) 降雪のしくみとその観測
(4) 東 学(千歳航空測候所) 千歳の雪について
(5) 菊地 勝弘(北大理) 北海道太平洋岸の海霧の性質
参加者 約150名
11. 昭和61年度第2回支部研究発表会(6.1.11.14 於札管気)
発表 10題 参加者 70名
12. 第2回日本気象学会昭和62年度秋季大会準備委員会(6.1.12.3 於札管気)
名古屋大会の報告、予算案審議、シンポジウム計画審議
13. 特別講演(6.2.1.13 於北大理)
テーマ 中国における大気物理研究の現状
講 師 中国科学院蘭州高原大気物理研究所長 郭 昌明
かく せいめい
14. 特別講演(6.2.2.6 於北大理)
テーマ Researches and Facilities at the National Severe Storms Laboratory
講 師 Dr. R. J. Doviak
15. 第3回支部理事会(6.2.3.9 於札管気)
昭和61年度事業報告、会計報告、監査報告
支部組織・運営に関する審議

(2) 昭和61年度会計決算報告(昭和62年3月31日現在)

収 入

項目	金額(円)	備考
前年度繰越金	50,511	
本部交付金	322,300	(238人×850円)+12万円
夏季大学交付金	50,000	
入会金	8,500	17人×500円
預金利子	376	
合 計	431,687	

支 出

項目	金額(円)	備考
理事会 秋季大会準備委員会	6,600	4回
研究発表会、総会	2,860	
事務費	1,850	
通信費	33,380	
交通費	17,730	
支部だより印刷費	190,000	32号
夏季大学	57,050	
地方講演会	72,420	千歳市に於いて開催
選挙関係印刷費	27,390	第15期
次年度繰越金	22,407	
合 計	431,687	

(3) 昭和61年度の決算は、上記の通り相違ないことを証明します。

昭和62年3月31日

担当理事(代理) 菊地 勝弘

㊞

(4) 昭和62年度支部事業計画(案)

1. 第3回昭和62年度秋季大会準備委員会(62.4.24 於札幌気)

2. 昭和62年度第1回支部研究発表会(62.6.10 於北大学術交流会館)
3. 昭和62年度支部総会(同上)
4. 支部創立30周年記念行事(同上)
 - (1) 記念式典
 - (2) 記念講演

菊地 勝弘(北大理学部教授)
大川 隆(室蘭地方気象台長)
 - (3) 祝賀会
5. 第5回夏季大学「新しい気象」講座:冬の気象Ⅱ(62.7.29~30 於札幌市青少年科学館)

講師 遠藤 辰雄(北大低温研) 播磨屋敏生(北大理)
小野 延雄(北大低温研) 若原 勝二(札管気)
6. 支部だより第33号、創立30周年記念号(62.7.発行予定)
7. 日本気象学会昭和62年度秋季大会(62.10.14~16 北大学術交流会館)
 - (1) 第1回実行委員会(62.7.)
 - (2) 第2回実行委員会(62.9.上旬)
8. 昭和62年度第2回支部研究発表会(62.11 於札管気)
9. 理事会

第1回 (62.4.24 於札管気)
第2回 (62.9.上旬)
第3回 (63.3.中旬)

(5) 昭和62年度予算(案)

収入

項目	金額(円)	備考
前年度繰越金	22,407	
本部交付金	318,050	(233人×850円)+12万円
夏季大学交付金	50,000	
入会金	6,000	12人×500円
預金利子	200	
合計	396,657	

支 出

項目	金額(円)	備考
理 事 会	8,500	4~5回
秋季大会準備委員会		
研究発表会、総会	3,000	
事 務 費	2,500	
通 信 費	25,000	
交 通 費	7,000	
支 部 だ よ り	210,000	33号(特別号)
夏季大学印刷費	57,000	札幌市青少年科学館と共に
30周年記念行事費	20,000	
秋 季 大 会 補 助	60,000	
次 年 度 繰 越 金	3,657	
合 計	396,657	

(6) 規約改正点

○ 支部規約

第八条 本支部に次の役員をおく。

理 事 7名(内支部長1名、常任理事4名)

会計監査 1名

幹 事 4名

第九条 理事および会計監査は支部会員の互選によって定める。

第十三条 理事および幹事は本支部の会務を行なう。会計監査は本支部の会計を監査する。

第十四条 役員の任期は2年とする。但し重任は妨げない。理事および会計監査は任期満了後でも後任者の就任するまでその職務を行なう。

○ 支部役員選挙規則

第一条 理事および会計監査の選挙の投票日は理事会で決定する。

第二条 支部長は投票締切日の15日前までに投票用紙および支部会員名簿を会員に配布し周知を図るものとする。

第三条 投票は無記名、文書投票とし、理事は定数内の連記とし、会計監査は単記とする。

第四条 有効投票により得票の多い順に当選とする。得票数が同じものが2名以上出た場合は年長順とする。

第五条 理事および会計監査に欠員を生じた場合は、理事会の推薦によって補充する。

(新規約は表紙見返しに掲載しております。)

旧規約(参考)

- 第一条 本支部は社団法人日本気象学会北海道支部という。
- 第二条 本支部は事務局を札幌市中央区北2条西18丁目札幌管区気象台内におく。
- 第三条 本支部は北海道に在住するすべての日本気象学会会員によって構成される。
- 第四条 本支部は日本気象学会の定款の範囲内で事業を行なうが、特に支部会員の研究の奨励推進、ならびに相互の連絡につとめることを目的とする。
- 第五条 本支部は前条の目的を達成するために講演会ならびに学術的会合の開催その他本支部の目的にかなうと思われる事業を行なう。
- 第六条 本支部の事業年度は毎年4月1日にはじまり翌年3月31日に終る。
- 第七条 本規約の実行に必要な細則は支部理事会の決議によって別に定める。支部理事会は支部の理事および当支部に籍をおく全国理事によって構成される。
- 第八条 本支部に次の役員をおく。
 理事 7名(内支部長1名、常任理事3名)
 幹事 4名
- 第九条 理事は支部会員の互選によって定める。
- 第十条 支部長および常任理事は理事の互選によって理事の中から定める。
- 第十一条 幹事は支部長の指名による。
- 第十二条 支部長は本支部を代表して会務を総理する。支部長に事故ある時は、支部長があらかじめ指名した常任理事がその職務を代行する。
- 第十三条 理事および幹事は本支部の会務を行なう。
- 第十四条 役員の任期は2年とする。但し重任は妨げない。理事は任期満了後でも後任者の就任するまでその職務を行なう。
- 第十五条 総会の開催、議決等は日本気象学会定款に準じて行なう。

北海道支部役員選挙規則

- 第一条 理事選挙の投票日は理事会で決定する。
- 第二条 支部長は投票締切日の20日前までに投票用紙および支部会員名簿を会員に配布し周知を図るものとする。
- 第三条 投票は無記名、文書投票とし理事定数内の連記とする。
- 第四条 有効投票により得票の多い順に理事を決定する。得票数が同じものが2名以上出た場合は年長順とする。
- 第五条 理事に欠員を生じた場合は、理事会の推薦によって補充する。
- 第六条 開票は常任理事立会のもとに行なう。
- 第七条 開票の結果は理事会に報告し、「支部だより」または「天気」に掲載する。

役員会報告

1. 昭和61年度第1回理事会 (支部だより第32号79頁に報告済)

2. 昭和61年度第2回理事会 (61年9月16日、於札幌管区気象台)

出席者：吉田・伝法・菊地（勝）・小嶋・大川、（遠藤・三浦・菊池（明））

(1) 報告事項

ア. 61年度奨励金候補者の推薦は、62年度の札幌大会に備えて見送る旨の報告が吉田支部長よりなされた。

イ. 特別講演会がハワイ大学高橋劭教授をむかえて、北大理学部及び低温科学研究所で行われた旨、三浦幹事より報告された。

ウ. 第4回夏季大学の実施状況と結果について小嶋理事により報告された。

(2) 審議事項

ア. 地方講演会の実行計画が審議され、次のことが決定された。

① 会場は千歳市民文化センターで10月18日（土）の午後に行う。

② テーマは「千歳付近の天気と航空気象」として講師は千歳航空測候所の会員を含む5名として司会は所長が行う。

③ ビラを用意し、これを新聞に折り込みで配布する。

イ. 次年度は支部創立30周年に当るが、これについてどの程度の行事を予定するか審議し、次のように決めた。

① 特別講演会を総会、支部研究発表会の日に行い、懇親会もあわせて行う。

② 支部だよりを増頁して記念特集号とする。

ウ. 昭和62年度秋季大会（札幌）の準備について

① 従来通り1年前から準備委員会をもうけ、大会がせまってから実行委員会を新たに組織することにする。

② 委員会の組織の人選を行い、恒例に従い、支部長を実行委員長とすることが決まった。

エ. 遠藤幹事長より、大きな事業をまえにして役員の増員の動議が出されたが見送りとなった。

3. 第1回 昭和62年度日本気象学会秋季大会準備委員会 (61年9月16日、於 札幌管区気象台)

出席者：吉田・伝法・菊地（勝）・小嶋・大川・遠藤・三浦・菊池（明）

(1) 日時・会場については次のとおり決定した。

ア. 日時は、10月14日（水）～16日（金）（13日は準備日）とする。

イ. 会場は、北海道大学学術交流会館とする。

(2) シンポジウムは講演担当理事を中心に大学側からも加わって次回までに原案をつくる。

(3) 実行委員の人選と指揮系統が審議され、次の案が立てられた。

実行委員長：吉田泰治、顧問：伝法 宏・小林禎作、実行副委員長：多田利義・菊地勝弘、会場班

総括：遠藤辰雄、受付・接待班総括：小嶋 修・巽 保夫、会計班総括：大川 隆、第1会場担当：播磨屋敏生、第2会場担当：谷口 恭、第3会場担当：上田 博、シンポジウム・式典等会場担当：遠藤辰雄、会計担当：三浦照武

- (4) 予算と関連して寄付の内容と見積りを行った。

4. 第2回 昭和62年度日本気象学会秋季大会準備委員会 (61年12月3日、於 札幌管区気象台)

出席者：吉田・伝法・菊地（勝）・小嶋・大川・遠藤・三浦・谷口・菊池（明）

- (1) 昭和61年度秋季大会（名古屋）の開催資料にもとづき、その実施状況の報告が遠藤によってなされた。
- (2) 大会実行予算案が三浦により説明されて審議され、次のようにになった。
- ア. 支出は予算案通り承認された。
 - イ. 収入の補助金については前回と照らして交渉を開始することとなった。
 - ウ. 支部だよりに広告を有料で載せ、これも資金とする。
- (3) シンポジウムのテーマと講師について小嶋理事より説明され次のように決定した。
- ア. テーマは霧と雪の問題が挙げられたが、雪に関係した問題が選ばれ仮題として「寒気場内の小擾乱」が挙げられた。
 - イ. 講師の候補が挙げられ、そのうちの一部が決められた。
- (4) 遠藤によって、今後のスケジュール表が提示され、懇親会の会場候補を三例ほどあげ、次回までにつめることとなった。

5. 昭和61年度第3回理事会 (62年3月9日、於 札幌管区気象台)

出席者：吉田・小嶋・大川・菊地・伝法（遠藤・谷口・三浦）

- (1) 報告事項
- ア. 昭和61年度事業報告が遠藤幹事長によってなされた。
 - イ. とくに地方講演会についてその実施状況と会計報告が小嶋理事及び三浦幹事によってなされた。
 - ウ. 昭和61年度の会計報告が三浦幹事によってなされた。
 - エ. 同会計監査報告は担当の小林楨作理事の死去により代行した菊地理事によってなされた。
- (2) 審議事項
- ア. 年度の終りの恒例に従い支部運営役員組織について審議されて次のことが決まった。
 - ① 会計監査を新たに一名おくことにして、従来の理事の職務からこれを除くことにする。
 - ② 理事の増員はしないが、常任理事の数を従来の3名から4名に増員することにした。
 - この二件にかかる規約の改正は62年度総会で可決された後に施行するものである。
 - イ. 支部だより33号は、支部創立30周年記念号とし、その内容の原案が谷口幹事より説明され、新企画を含めて承認された。
 - ウ. 故小林楨作会員の葬儀に関して支部として本部の見解と支部の前例を参照して、生花と弔電を送ることに決定した。

また「天気」及び「支部だより」の追悼文については北大側で人選することになった。

6. 昭和62年度第1回理事会（62年4月24日、於 札幌管区気象台）

出席者：菊地・伝法・秋山・花房（遠藤・谷口・上田・川野）

(1) 報告事項

遠藤幹事長より転出、異動、死去に伴う役員の欠員があること、また前回理事会で規約の一部改正案が可決されていることの報告がなされた。

(2) 審議事項

ア. 転出に伴う理事の補充について

理事4名の転出異動に伴い、現行規約及び細則に従って、秋山 勉、花房龍男、松村博勝、齊藤 実の4会員が理事として補充された。

イ. 支部長の選出

支部規約第10条に従い理事の互選により、秋山理事が支部長として選出された。

ウ. 支部長あいさつ、幹事の指名

あいさつの後、遠藤辰雄、谷口 恭両幹事は従来どおりで、また異動による幹事の欠員に対して新たに上田豊治、川野 浩の二会員が幹事に指名された。

エ. 理事欠員の補充

大川理事（室蘭へ転出）の扱いについては、本人より新理事会に一任する旨の報告がなされ、これを審議した結果、細則による後任が決まっていること、在札でないこと等の由、これを欠員とすることになった。従って故小林理事の後任としては、北大低温研の会員の中から選出することになり、協議の結果、現幹事長の遠藤辰雄会員が理事となることになった。ここで幹事が1名欠員となつたので上田 博会員が新たに幹事に指名され、新たに谷口 恭幹事が幹事長として指名された。

オ. 常任理事の選出

規約改正を見込んで4名の常任理事候補として菊地、伝法、花房、松村の4理事が挙げられた。

カ. 業務分担

理事の業務については以下のように決った。

総括 : 秋山支部長

企画担当 : 菊地理事、伝法理事

地方講演担当 : 花房理事

支部だより編集担当 : 松村理事

夏季大学担当 : 遠藤理事

幹事の業務分担としては次のとおりである。

谷口幹事長 : 理事会の司会・事業の企画総括・幹事会の招集

上田（豊）・川野幹事 : 事務局庶務・会計担当

上田（博）幹事 : 支部だより担当

キ. 会計監査候補の選出

事務局が気象台にあるので監査は大学側からが望ましいということで、道教育大旭川の桜井兼市会員が挙げられた。

ク. 昭和61年度の支部事業報告が遠藤理事よりなされ、承認された。

ケ. 昭和61年度の会計及び監査報告が上田幹事及び菊地理事によってなされ、これが承認された。

コ. 昭和62年度支部事業計画

秋季大会に関する件を除いて審議され以下のことが決められた。

① 第3回目の理事会は3月中旬の初めが適当である。

② 今年度は秋季大会が札幌で開催されるので、地方講演会は行わない。

③ 総会は6月10日に行う。

④ 第1回目の支部研究発表会は8題ほどにして同日に行う。

⑤ 30周年記念講演会は大学側と気象台側のそれぞれから一名ずつ選び、支部や研究の歴史に触れながらアカデミックな話ということでつめることになった。

⑥ 支部だより33号について谷口幹事より原案が出され、以下のように決まった。

◦ 30周年記念号として、学会理事長、気象庁長官、道内関連学会支部長からの祝文を要請してこれを載せる。

◦ 「30年を振りかえって」について短いものを多数のせる。

◦ 歴代支部長の顔写真を載せる。

◦ 「事務局より」を会員に開放して「通信欄」とする。

◦ 新企画として「写真訪問」で新庁舎・新しい設備・観測装置等を紹介する。

⑦ 夏季大学

遠藤理事より講師の依頼状況等の説明があり科学館と相談の上進めることで担当理事に一任することが承認された。

⑧ 奨励金候補者の推薦について

支部では今年は1~2名を積極的に推薦する(8月10〆切)

サ. 昭和62年度予算案について上田幹事より説明され、これが承認された。

シ. 総会準備

総会の議題を計り、この担当者の分担を決めた。

ス. 規約の改正の追加

常任理事3名から4名にすること、新たに会計監査をおくことに加えて選挙規則第2条の「20日」を「15日」にすることが提案され、これが承認された。

7. 第3回 昭和62年度日本気象学会秋季大会準備委員会 (62年4月24日、於 札幌管区気象台)

出席者：秋山・伝法・菊地・花房・松村・遠藤・谷口・上田（豊）・川野

ア. 組織・作業指揮系統等の転出委員に対応する後任者をもってこれを充当した。その結果は次のとおりである。

大会実行委員長：秋山、副委員長：菊地・斉藤、顧問：伝法、会場班総括：遠藤、受付・接待班

総括：花房・巽、会計班総括：上田（豊）、他は実行委員会までにつめる。

- イ. シンポジウムについては、テーマは5月28日までに決定して「天気」にのせること。講師・司会は担当理事を中心に、引き続き検討することになった。
- ウ. 懇親会の会場は、サッポロビール園に決定した。
- エ. 補助金の交渉と進捗状況が報告された。
- オ. 予算の支出については実行委員会までに正確なものにする。
- カ. 準備委員会は今回で終了し、次回から実行委員会とする。

(文責：遠藤 辰雄)

昭和62年度日本気象学会北海道支部役員

支 部 長	秋山 勉	札幌管区気象台長
常任理事	花房 龍男	札幌管区気象台技術部長
常任理事	菊地 勝弘	北海道大学理学部教授
常任理事	伝法 宏	日本気象協会北海道本部長
常任理事	松村 博勝	札幌管区気象台調査課長
理 事	斎藤 実	函館海洋気象台長
理 事	遠藤 辰雄	北海道大学低温研究所助教授
会計監査	桜井 兼市	北海道教育大学旭川分校教授
幹 事 長	谷口 恭	北海道大学理学部
幹 事	上田 豊治	札幌管区気象台調査課
幹 事	川野 浩	札幌管区気象台予報課
幹 事	上田 博	北海道大学理学部

札幌管区気象台：(代) 011-611-6121

函館海洋気象台：(代) 0138-46-2111

北海道大学：(代) 011-716-2111

日本気象協会北海道本部：(代) 011-621-2456

交 換 機 関 誌

下記の機関誌が事務局に寄贈されています。閲覧を希望される方は事務局へお申し出ください。

- ・関西支部例会講演要旨集 第37号 中小規模現象 1987. 10. 23 京都
第38号 局地気象 1986. 12. 12 高松
第39号 海洋と気象 1987. 1. 30 神戸
第40号 産業と気象 1987. 3. 16 大阪
- ・1986年度関西支部年会講演予稿集 1986. 5. 29 大阪管区気象台
- ・昭和61年度東北支部講演会予稿集 1986. 10. 24 仙台管区気象台
東北支部
- ・昭和61年度沖縄管内気象研究会誌 第15号 1987年1月 沖縄気象台
沖縄支部
- ・九州支部だより №61 1977年1月
- ・九州支部講演予稿集 第8号 1987. 2. 6
- ・日本雪氷学会北海道支部機関誌「北海道の雪氷」 各号
- ・日本農業気象学会北海道支部機関誌「北海道の農業気象」 各号

気象関係参考図書

<専門書>

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
気象学総論	正野 重方	地人書館	2,000
新版気象学概論	山本 義一	朝倉書店	2,900
気象学の基礎(上・下)	マッキントッシュ	共立出版	(上) 1,400 (下) 1,200
気象学のプロムナード(全16巻)		東京堂出版	各 3,200
大気環境の科学(全5巻)		東大出版会	2,500~2,800
大気科学講座(全4巻)		"	各 3,200
大気物理学	ホートン	みすず書房	4,500
気象力学通論	小倉 義光	東大出版会	3,600
図説気象学	根本 順吉他	朝倉書店	5,700
教養の気象学	日本気象学会 気象教育と普及の委員会	"	2,500
現代の気象テクノロジー(全8巻)		"	2,800~3,500
大気保全学	大喜多敏一	産業図書	3,200
天気の科学	駒林 誠	朝日新聞社	980
自然現象に挑む(別冊サイエンス)		日本経済新聞社	1,200
境界層の気象	オーク	朝倉書店	5,200
一般気象学	小倉 義光	東大出版会	2,800
気象と人間シリーズ(全4巻)		朝倉書店	2,400
雲と雨の科学	メイソン	総合科学出版	950
六花の美(雪の結晶成長とその形)	小林 祐作	サイエンス社	2,000
実地応用のための気象観測技術	大田 正次・篠原 武次	地人書館	1,700
気象の事典	和達 清夫監修	東京堂出版	5,800
気象ハンドブック	気象ハンドブック 編集委員会	朝倉書店	12,000
日本の気候(日本の自然8)	中村 和郎・木村 竜治 内嶋善兵衛	岩波書店	3,400
日本・世界の気候図	浅井 辰郎 他	東京堂出版	4,800
気候学・気象学辞典	吉野 正敏 他	二宮書店	12,800
大気力学入門	栗原 宣夫	岩波全書	1,600
第Ⅱ期 気象学のプロムナード (全12冊)		東京堂出版	
学術用語集 気象学編(増訂版)	文部省、日本気象学会	日本学術振興会	1,500
気象の事典	浅井富夫、内田英治、 河村 武	平凡社	3,500

<普及書>

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
雪	中谷宇吉郎	岩波書店(新書特装版)	800
雷	"	"	"
日本の天気	高橋浩一郎	岩波書店(新書)	480
雲を読む本	"	講談社(ブルーバックス)	560
地球は寒くなるか	土屋 嶽	講談社(現代新書)	420
雲と雷の科学	孫野 長治	日本放送出版協会(NHKブックス)	700
気象の科学	駒林 誠	"	600
大気の科学	小倉 義光	"	700
雨・風・寒暑の話	和達 清夫・倉嶋 厚	"	700
微気象の探究	大後 美保	"	750
熱くなる大都市	尾島 俊雄	"	650
天気予報の科学	高橋浩一郎	"	700
ジェット気流	ライター	河出書房新社	絶版
惑星の気象学	オハーリング	"	"
汚れた空	バタン	"	"
からだと天気	ランズバーグ	"	"
モンスーン	倉嶋 厚	"	580
海と大気	プランチャード	"	絶版
雷と科学	畠山 久尚	"	1,100
全国のお天気	中村喜三雄	いるかブック	950
日本のお天気	大野 義輝	大蔵省印刷局	700
異常気象時代	朝倉 正	講談社	580
新しい気象学入門	飯田睦次郎	講談社	640
気象の周辺	根本 順吉	玉川大学出版部	880
異常気象	和田 英夫 他	講談社	520
天気情報の見方	立平 良三	岩波新書	480
身近な気象の科学	近藤 純正	東大出版会	2,000
NHK最新気象用語ハンドブック	日本放送協会編	日本放送協会	2,000

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
天気予報	高橋浩一郎	海洋出版(イルカ・ブックス)	1,800
お天気博士の風のたより	倉嶋 厚	河出書房新社(河出文庫)	560
お天気博士の晴雨手帖	"	"	440
雨	大田 正次	コロナ社	300
集中豪雨の話	二宮 洋三	出光科学出版	850
気象を見る目	高橋浩一郎	共立出版	850
大気大循環と気候	廣田 勇	東大出版会	980
気象と気候(理科年表読本)	高橋浩一郎・宮沢 清治	丸 善	1,200
季節ノート	倉嶋 厚	東海大学出版会	1,200
流れの科学 改訂版	木村 龍治	"	1,200
地球をめぐる風	廣田 勇	中央公論社(新書)	420
日本文学と気象	高橋 和夫	"	420
天気図の書き方と見方	気象庁予報技術研究会	恒星社	1,000
天気予報と天気図	大谷 東平・斎藤 将一	法政大学出版会	1,500
天気図のみかた	中村 繁	日東書院	600
気象と文化	関口 武	東洋経済新報社	1,600
気象歳時記	"	山と渓谷社	絶版
雲(雲の写真集)	飯田睦次郎	"	1,600
ひまわりの四季(画像集)	飯田睦次郎・渡辺 和夫	"	1,500
穂高の空	今野 岳志・飯田睦次郎	"	1,900
衛星でみる日本の気象	高橋浩一郎 他	岩波書店	5,500
雲 高度一万米の素顔	石橋 秀夫	日本航空協会	3,600
山の雲(別冊 山と渓谷)	飯田睦次郎 他	山と渓谷社	1,500
観天望気入門	藤井 幸雄	青春出版社	500
天気予知ことわざ辞典	大後 美保	東京堂出版	2,900
釣りとお天気	長久 昌弘	産報出版	900
気象の教室	斎藤 鍊一	東京堂出版	2,300
雪の結晶(冬のエフェメラル)	小林 賢作	北大図書刊行会	1,500
雪に魅せられた人びと	"	筑地書館	1,300
雪	"	道 新	980

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
雪の科学	黒岩 大作	共立出版	1,000
氷の科学	前野 紀一	北大図書刊行会	1,400
氷河の科学	若浜 五郎	日本放送出版協会 (NHKブックス)	650
蔵王樹氷のすべて	阿部正二朗 他	東北出版企画	1,400
流氷	田畠 忠司	道新	980
雪の話・氷の話(理科年表読本)	木下 誠一	丸善	1,200
雪・氷・人	若浜 五郎	道新	1,300
雪と氷の世界から	樋口 敬二	岩波書店(新書)	480
気象学入門	水越 治・山下 二	古今書院	2,400
日本の気象	倉嶋 厚	"	1,600
高層天気図を描く	丸山 健人	新草出版	1,800
高層の天気	"	岳書房	800
雨もよし晴れもよし	大谷 東平	筑摩書房	1,800
気象と文化	関口 武	東洋経済新報社	1,600
雪はなぜ六角か	小林 稔作	筑摩書房(中学生以上)	1,200
気象と災害	中島暢太郎	新潮社(新潮選書)	850

<児童向図書>

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
天気・気象(図鑑)		学研	1,280
天気と気象(図鑑)		小学館	1,200
うずまく大気と海	木村・立平・西田	岩波書店	2,400
雲と天気のかんさつ	藤井 幸雄	講談社	790
雲と天気	塙本 治弘	あかね書房	980
雲のいろいろ	湯山 生	岩崎書店	1,100
おーい雲!	塙本 治弘	さ・え・ら書房	980
お天気かんさつ入門	倉嶋 厚	小学館	490
たのしい気象観測	藤井 幸雄	実業之日本社	690
天気100のひみつ	清水 教高	学研	630

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
天気のふしぎ春・夏・秋・冬	倉嶋 厚	講談社	540
天気ってこんなもの	伊藤 疊自・小池 直幸	誠文堂新光社	1,000
お天気なぜだろう	牛田 豊年	北隆館	950
四季のお天気かんさつ	大後 美保	あかね書房	880
天気のすべて	倉嶋 厚	集英社	690
雨とくも	小林 実	国土社	950
カレンダー日本の天気	高橋浩一郎	岩波書店(ジュニア新書)	580
天気予報の科学	渡辺 和夫	福武書店	1,200
空気を絵にかく	根本 順吉	小峰書店	1,300
天気図をよもう	藤井 幸雄	"	1,300
天気図をつくろう	吉村 証子・河嶋 正	岩波書店	950
雪の一生	片平 孝	あかね書房	980
氷の世界	東海林明雄	"	980
流水の世界	菊地 慶一・小崎 猛	岩波書店	1,100
イモリの天気予報	高巣 忠好(小学6年生)	童心会	980
春のお天気(たのしい天気学1)	根本 順吉	小峰書店	2,400
夏のお天気("2)	矢花 槟雄	"	2,400
秋のお天気("3)	渡辺 和夫	"	2,400
冬のお天気("4)	根本 順吉	"	2,400
日本と世界のお天気("5)	渡辺 和夫	"	2,400
たのしい気象の実験室("6)	木村 龍治	"	2,400
天気をしらべる (ぼくらの天文・気象・地球8)	原嶋 宏昌	岩波書店	1,800
天気図をよむ (ぼくらの天文・気象・地球9)	小林 典謙・丸山 健人	"	1,800
雲・雨・雪のかんさつ (ぼくらの天文・気象・地球10)	田中 豊頭	"	1,800
冬の花びら —雪博士 中谷宇吉郎の一生—	高田 宏	偕成社	1,200

<教材研究用図書>

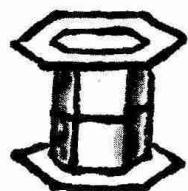
書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
実験観察大事典 地学	歌代 勤・海野和三郎	東京書籍	9,800
気象の理	島貫 隆	東洋館出版社	1,400
気象Ⅰ(新地学教育講座14)	伊藤 博	東海大学出版社	1,600
気象Ⅱ(〃15)	〃	〃	1,600
星と天気 (自然をしらべる地学シリーズ1)	地図研	〃	2,000
くらしと環境 (自然をしらべる地学シリーズ5)	〃	〃	2,000
身近な自然を生かした 地学教材の研究	全国理科センター 研究協議会編	東洋館出版社	3,000

<道内関係図書>

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
北の天気	浅野 芳	道新	1,300
気象事典	札幌市教育委員会	道新	1,100
北海道の気候と農業気象災害	横田 簿一	文永堂	2,500
北海道の農業気象	日本農業気象学会道支部	北海道協同組合通信社	2,500
釧路の気象	松倉 秀夫・深石 一夫	釧路市	1,500
知床の気象	穂積 邦彦・合地 信生	斜里町立知床博物館	500

(高橋 庸哉会員・平松 親会員調べ)

価格は多少の変動があります。



通 信 欄

1. 事務局からのお願い

- ① 退会・転入・転出された方は、学会本部への連絡とともに、支部事務局へもお知らせ下さい（次ページの用紙をお使い下さい）。
- ② 気象に関心をお持ちの方が身近にいらっしゃる場合は、学会への入会をお勧めしてください。入会申込書は「天気」33巻4号巻末および支部事務局にあります。入会金は500円で、年会費は、A会員が 5,500円、B会員が 10,300円、学生A会員が 3,500円、学生B会員が 6,500円です。A会員には「天気」のみ、B会員には「天気」と「気象集誌」が配布されます。支部機関紙は両方の会員に配布いたします。
- ③ 昭和63年度の支部総会（昭和63年6月の予定）に出席できない方は、右記の委任状に記名・捺印し、総会前日までに出席会員に渡されるか、直接支部事務局へお送り下さい。葉書に書くかコピーでも結構です。

2. 編集後記

- ① 支部創立30周年を期に、機関紙の名称を変えるため新名称を募集しましたが、少数の応募しかなく再募集しました。担当理事と幹事で検討した結果、北海道に特有の気象現象であるということから、新名称を「細氷」（さいひょう）とすることにしました。会員の皆様に馴染んでいただくまでに多少時間がかかるかもしれません、可愛がってください。
- ② 今号は支部創立30周年記念号として、例年になく盛り沢山の記事を掲載しました。今号で評判の良い記事は次号以降も続けて行く予定です。学会と会員とのつながりを密にし、機関紙をより親しみのあるものにしたいと思いますので、機関紙の内容についてのご意見・アイデア等をどしどしお寄せ下さい。機関紙に載せる記事も募集します。写真やイラストなどをお寄せ下さっても歓迎します。
- ③ 今号の編集作業中、写真を揃えたり、記事を準備するに当たって、多くの方々に無理なお願いをして御協力を賜りました。ここに記して深謝申し上げます。

※ この通信欄は、会員同志の情報交換にもお使い頂けます。ご希望の方は原稿を支部事務局へお寄せ下さい（掲載無料）。

支部事務局：〒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
☎ 011-611-6121 内線415

切り取り線

所属(住所)変更届

旧所属・住所	〒 (電)
新所属・住所	〒 (電)
郵便物送り先	〒
氏名	ふりがな

切り取り線

日本気象学会北海道支部事務局 御中

昭和63年度支部総会 委任状

○総会の議決に關し、下記出席会員(又は議長)に委任します。

出席会員名：

所属又は住所：

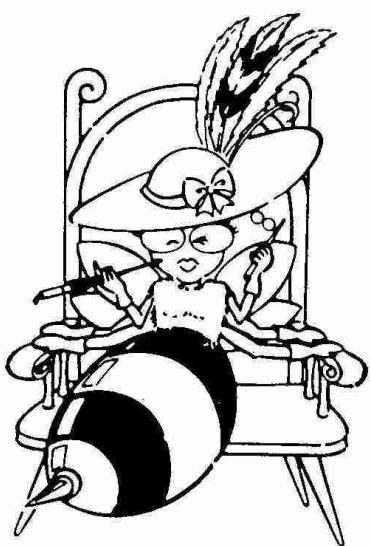
氏名：

印

送付先：〒060 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌管区気象台調査課 日本気象学会北海道支部事務局

(電：011-611-6121 内線415)



--- ユーザーの立場になって身になって ---

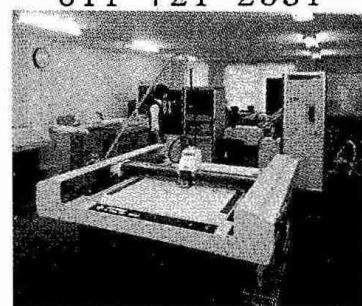
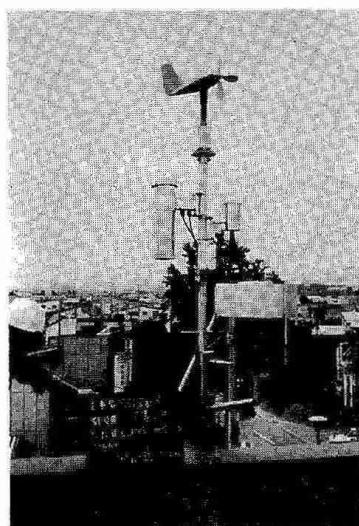
株式会社岩崎、ソフト開発エンジニアリング株式会社、岩崎メンテナンスサービス株式会社

販売から、機器設置、データ処理と一貫したシステムでお客様の御要望に御答え致します。

取扱商品

気象機器、テレメーターシステム、各種処理装置。

商 品 販 売	機 器 設 置 及 び 保 守 点 檢	デ タ 处 理
(株) 岩 崎 社員76人	岩崎メンテナンスサービス(株) 社員23人	ソフト開発エンジニアリング(株) 社員12人
- 札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531	- 札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531	- 札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531
- 東京出張所 東京都台東区東上野4-7-17 03-845-0481	札幌本社、旭川支店、 釧路出張所、網走営業所 當時在駐	
- 旭川支店 旭川市流通団地2条5丁目 0166-48-1125		
- 釧路出張所 釧路市双葉町17番19号 0154-23-7488		
- 帯広出張所 帯広市西3条南1丁目 0155-23-6511		
- 函館出張所 函館市中島町31番19号 0138-55-0108		
- 北見出張所 北見市美芳町6丁目3番7号 0157-24-2831		
- 苫小牧出張所 苫小牧市矢代町1丁目2番地3号 0144-74-8171	設置作業例	納入実績
- 網走営業所 網走市緑町1番8号 0152-43-3530	設置、保守納入実績	流量観測データ処理ソフト
- 室蘭営業所 室蘭市東町1番8号 0143-43-6228	水位雨量観測施設保守業務	地殻変動データ処理ソフト
-稚内営業所 稚内市潮見3丁目 0162-32-2608	総合気象観測施設設置保守 (農業、ダム、消防、公害、道路)	土壤水分データ処理ソフト
	ダム放流警報施設保守業務	温度分布データ処理ソフト
	太陽電池設置業務	総合気象データ処理ソフト
	テレメータ設置、保守	画像解析処理ソフト

データ処理及びソフト開発使用
設置機器

VAX 750
OKI V50/60
IF RX M60 M50
JRC 230
NEC PC9801
N5200-07
武藤工業 A0デジグラマー
東洋電気 A0プロッター
オシロスコープ、アナログレコーダ
ロジックアナライザー
周波数カウンター、各テスター

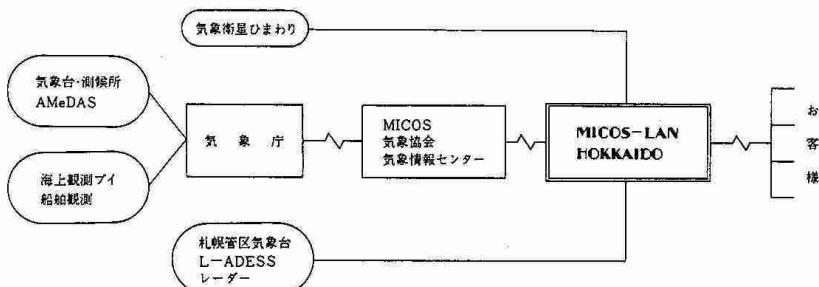
納入実績

流量観測データ処理ソフト
地殻変動データ処理ソフト
土壤水分データ処理ソフト
温度分布データ処理ソフト
総合気象データ処理ソフト
画像解析処理ソフト

北海道の気象情報は

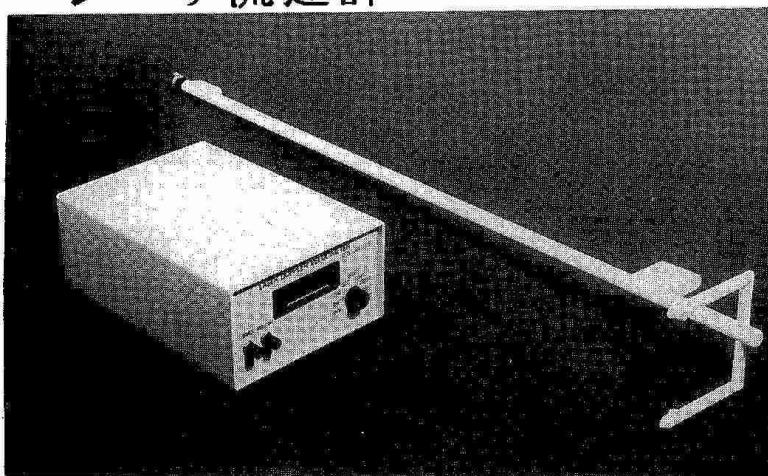
マイコス ラン 北海道
MICOS-LAN HOKKAIDO

大型計算機でもパソコンでもOK.



- ・アメダスデータはもちろん、国内外の気象データを
 - ・24時間いつでも最新気象情報を
 - ・利用目的にあった情報を
- リアルタイムでお届けいたします。

レーザ流速計 (JWA-LDV-S1)



測定原理

レーザダイオードで発生したレーザ光を2本のビームに分割し、それを交差させます。交差領域を微粒子が通過するとドップラ効果により光ビート信号を発生します。光ビート信号はフォトディテクターにより電気ビート信号として検出されます。

2本のレーザ光の差ベクトル成分の流速Vは

$$V = \frac{\lambda}{2n \sin(\theta/2)} \cdot f \quad \lambda : \text{レーザ光の波長} \quad f : \text{ビート周波数}$$

n : 媒質の屈折率 θ : 入射レーザ光交差角

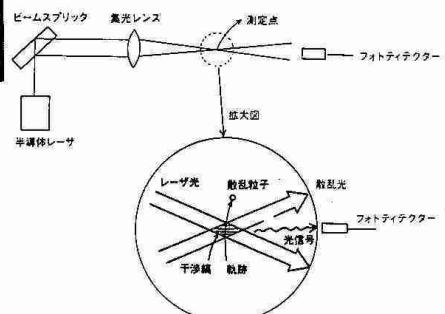
により、ビート周波数fとは比例関係で求められます。

特長

1. センサープローブに半導体レーザを使用
2. ハンディタイプで高精度の測定を実現

仕様

1. センサープローブ	流速測定範囲 0.01~1 m/sec
	動作水温 0~30 °C
	ケーブル長 2 m (オプション20m)
2. 本体	流速分解能 0.001 m/sec
	応答時間 約 10 msec
	積分時間 6段階 (1~60sec)
	表示電源 10進4ケタ
	D C 1 2 V
	アナログ出力 D C + 5 V / FULL



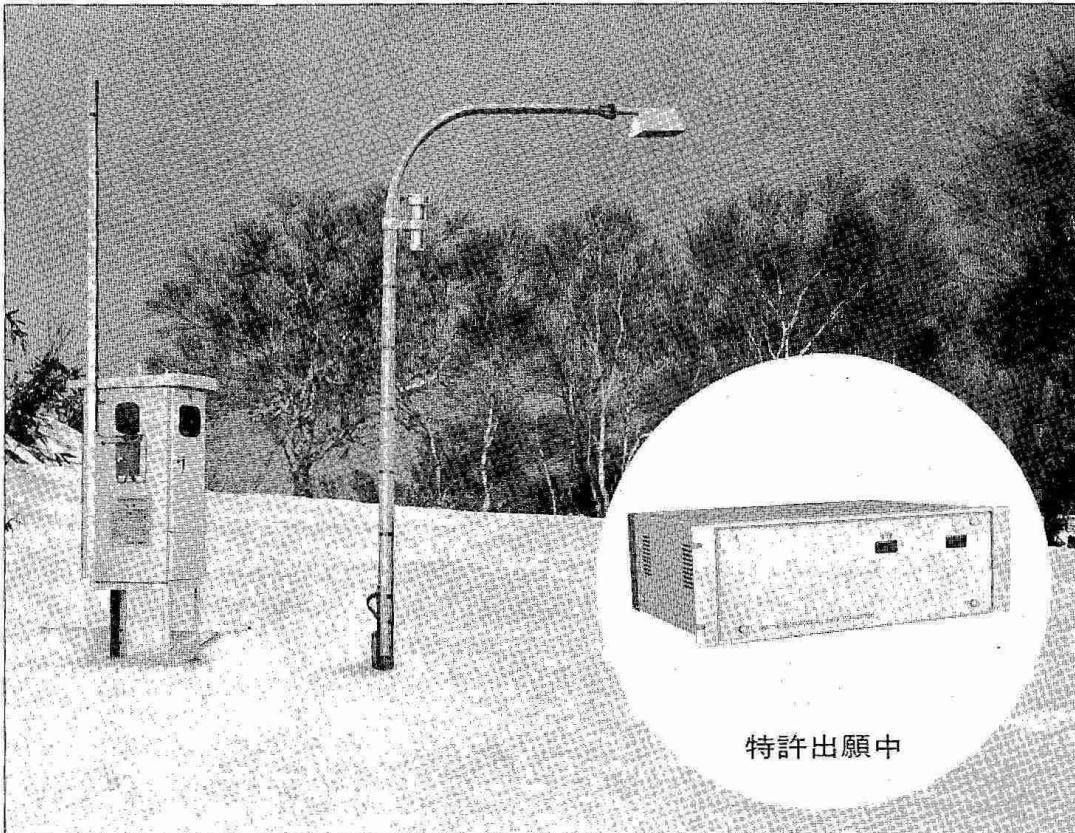
財団 法人 日本気象協会北海道本部

〒064 札幌市中央区北4条西23丁目260

TEL (011) 621-2456

気象庁型 超音波式 積雪深計

KAIJO
超音波計測機器
SONIC



特許出願中

超音波式積雪深計は、気象庁の全国地域観測網（AMeDAS）に、正式にご採用頂いている我が国唯一の積雪深計です。

原理は簡単な空中超音波パルス反射方式で、観測ポールに取り付けられた送受波器から積雪表面迄の距離を超音波パルスの伝播時間で測定する非接触型の積雪深計です。

酷寒と吹雪に耐える耐候性、長期間の無人観測を保証する高信頼性等、気象観測の自動化では最も難しいといわれる積雪深測定装置ですが………昭和39年に札幌管区気象台で最初の実験が行われてから10余年にわたって安定性と精度の向上に取り組んで来た海上電機の超音波技術によって、実用化に成功したのです。

超音波積雪深計には、気象庁型テレメーター式積雪深計システムの他標準型積雪深計があります。

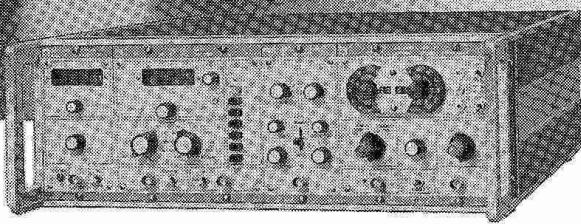
一般気象観測は勿論、鉄道、道路の雪害情報に、電力関係の融雪量予測の観測に、海上電機の超音波積雪深計をご活用下さい。



海上電機株式会社

人と計器の対話——カノマックス

乱流計測。



熱線流速計 SYSTEM 7000

多彩なプラグインユニット、プローブ群。相関統計処理もサポート。

高い周波数応答

- 定温度動作方式採用。
- プローブ形状に考察。
- ブリッジ比は4モード選択(Model 1010 CTA)

プラグインユニットシステム

- C T A を中心にリニアライザ、乗除・加減演算ユニット、R M S ポルトメータ、シグナルノーマライザ他多彩なユニットを準備。増設、拡張も可能。

高い精度/安定した機能

- 充分に考察された回路構成。S/Nの改善。
- センサダメジを防ぐ保護回路。

広い測定範囲

- センサ加熱電流1.2MAX.(Model 1010 CTA)。低流域から高流域までカバー。
- 空気用、液体用に100余種のプローブを準備。
- リニアライザのエキスポネントをバリアブル化(Model 1013)。



KANOMAX

日本カノマックス株式会社／日本科学工業株式会社

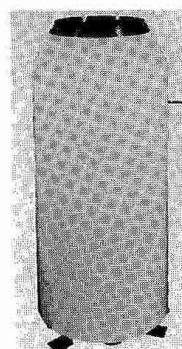
本社：大阪府吹田市清水2番1号 〒565 電話(06)877-0447

東京(03)378-4151/土浦(0298)24-1122/千葉(0472)47-5681/浦和(0488)24-3381/横浜(045)662-4571/神戸(078)232-1466/札幌(011)563-7551/中部(052)241-0535/中国(082)291-4455/九州(092)474-1571

省力型自記雨量水位計



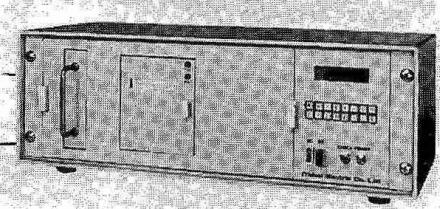
水位計測部
QWP-8101型



雨量計測部
QW-821A型

本装置は、降雨量を高精度で正確に計測するとともに、1～3ヶ月分の雨量データをメモリバックに自動メモリするものであります。メモリバックを取り出して、データ変換処理装置（パソコンコンピュータ）に接続することによって日表、旬表、月表を集計作表できます。デジタルプリンタの組込み、テレメータ装置との接続も容易にできる高精度・省力タイプの雨量計です。

又、デジタル復調器には水位計も同時接続してメモリができます。



デジタル復調器
QWP-841型



明星電氣株式会社
Meisei Electric Co., Ltd.

札幌支店 〒060

札幌市北区北7条西2丁目6番地

TEL: 011-726-5221

本社 〒112 東京都文京区小石川2-5-7

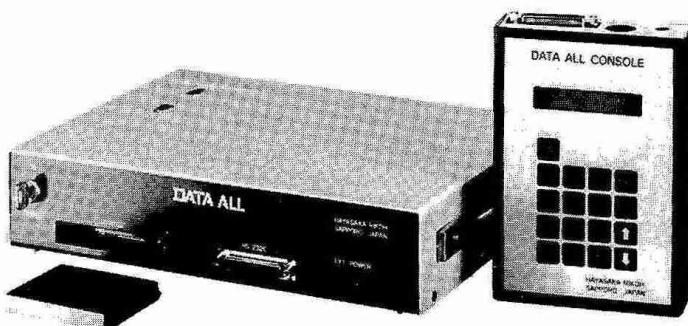
TEL: 03-814-5111(大代)

支店・営業所 東京・大阪・札幌・仙台・群馬・横浜
名古屋・神戸・広島・福岡・沖縄

DATA ALL ■多現象記憶計 HS-600

マイナス40°Cの動作保証。
コンソール別体で多様
なシステム構成を実現した
新世代のデータロガー。

- 電源の無い所でも長期間データ収録が出来る
- -40°Cの環境下でも安定したデータが得られる
- 容易にシステムアップが可能
- 現場でのデータ回収が容易かつスピードアップ
- チェック機能の付加により更に信頼性の高い
データ収録が可能



● 製造・販売元

早坂理工株式会社

〒060 札幌市東区北6条東4丁目 卸センター

TEL: 011-721-5221 FAX: 011-753-0279

「点」と「線」

松本清張の「点と線」は、駅とそれを結ぶ線路網を素材とした氏の代表的な推理小説です。

我々は、コンピュータや各種インテリジェント測定器を「点」に、公衆回線や専用通信回線を「線」になぞらえて考えます。

しかしながら 現在の情報化社会におけるこの「点と線」は、まさに一大ミステリーとなりうる素質をもっており、謎は謎を呼び、波乱は波乱を呼ぶのが必定……さて、その結末やいかに？

コンピュータでは長く「点」の時代が続きましたが、いまでは、コンピュータは「線」でむすばなければ真価を発揮しないというのが常識です。

一方、計測の世界ではまだ「点」の時代が続いている。しかし、これからは測定器やデータロガーは公衆回線が標準インターフェースのひとつでなければならないと、我々は考えます。

システム事例) • 専用回線による遠隔自動監視制御装置 (K発電所 → A市)

- 公衆回線により、遠隔地のテレメータの値を収集するシステム
(Rトンネル → A町) (I川 → N市)
(T下水処理場 → S市) (Aダム → A市)

ネットワークを創造する
先端技術者集団



株式会社 システム工房

〒001 札幌市北区北21条西4丁目 小住ビル2F
TEL (011) 747-0045㈹
FAX (011) 747-4617

全天候型フィールドデータメモリー KADEC-U

特徴

◎内蔵電池で10分インターバルにて7ヶ月間の連続測定が可能

◎完全防水アルミダイキャストケースの採用

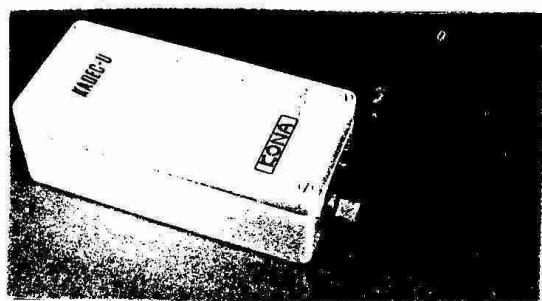
◎RS-232Cインターフェイス内蔵

◎-20℃~70℃の環境下で使用可能

◎豊富な内部メモ機能

・測定開始及び終了時刻の自動メモリ

・ファイル名、メモ等18種のコマンドによる
コンピュータコミュニケーション



仕様

インターバル 10秒、30秒
1分、10分、60分

入力レンジ サーミスタ -50~50°C

抵抗 0~2KΩ

電圧 0~50mV

KONA

〒003

コーナシステム株式会社

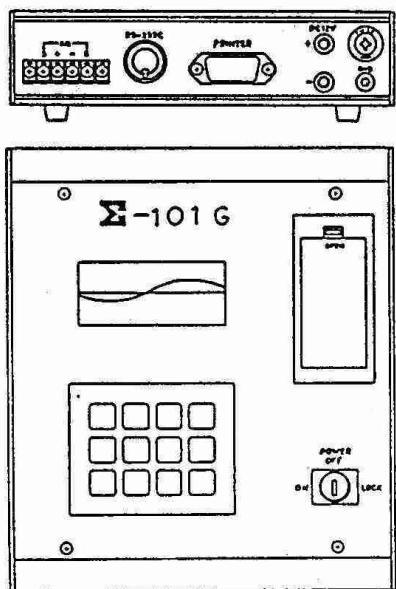
札幌市白石区南郷通2丁目北1番29号

TEL 011-863-1181

FAX 011-863-2288

コーナ販売株式会社

Σ シリーズ
SIGMA



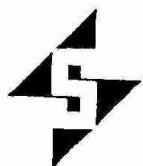
新世代データロガーです。
現場で液晶グラフ表示。
データはメモリカードで。

入力仕様	電圧、熱電対、パルス（いずれか1チャンネル）
データ件数	4000データ(1600データ 時刻付き)
その他	グラフィック機能、測定インターバル可変 カレンダ機能
出 力	メモリカード、RS232C、セントロニクスI/F
使用電源	00GP（乾電池） 1個
外 形	160×44×200 (mm)

HDK
SAPPORO

北海道電子機器株式会社
〒001 札幌市北区新琴似9条16丁目9-1
TEL764-5522 FAX764-2248

電気工事 設計・施工



末廣屋電機株式会社

代表取締役社長 森 松 定 男

取締役札幌支店長 中 鉢 征

本 社 073 滝川市榮町1丁目5番17号

電話(0125) 大代表 24-7111番

札幌支店 060 札幌市中央区北2条西14丁目

電話(011) 代表 241-9586番

支 店 東京・東北

営 業 所 旭川・苫小牧・函館・帶広・釧路・北綱・福岡・沖縄

事 業 所 函館空港・稚内空港・女満別

リモートセンシング多重解析システム

MARSS は、

リモートセンシング(地球遠隔探査)のマルチデータ解析システムです。

世界で初めて、リモートセンシングデータの多角的な分析を可能にしました。

「ひまわり」「ノア」「ランドサット」「ウェザーファックス」のリモートセンシング観測データを
1台で処理します。

このシステムは、マウスコントローラーで簡単にすべての操作を行なうことができます。

パソコンソフトウェアーシリーズ
多変量解析ソフトウェアー
統計ライブラリー
マイクロデータロガー
GMS直接受信システム
NOAA直接受信システム
ランドサット画像解析システム

気象レーダ画像処理システム
漁場管理レーダ画像処理システム
無線FAX
パソコン通信システム



株式会社IBC/宮崎マイコン・ショップ

〒880 宮崎市宮脇町89-4
電話 (0985) 27-4326 (代)
FAX (0985) 29-9466

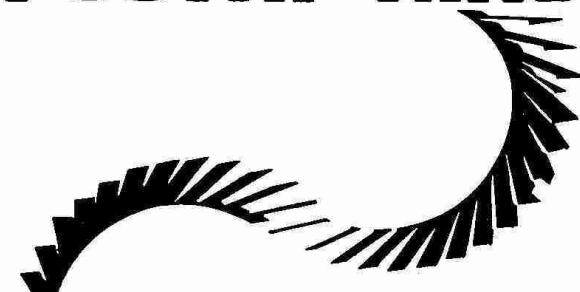
I・B・C 代理店

NHE 日本船用エレクトロニクス株式会社

〒221 横浜市神奈川区東神奈川2-41-1 (洋光ビル)
TEL (045)453-6911 (代) TLX J 382378,OKEYJ J
FAX (045)453-6910

札幌 〒060 札幌市中央区北3条東5丁目(岩佐ビル) 電話 (011)271-3841
FAX (011)271-3842
八戸 〒031 八戸市大字鰺町字日ノ出町12-8 電話 (0178)33-4136
神戸 〒651 神戸市中央区磯辺通4-2-20(神戸ビル) 電話 (078)291-0561
FAX (078)291-0563
兵庫 〒737 兵庫市溝路町4-1-2 電話 (0823)23-3976
高松 〒760 高松市西内町3-1-7(森ビル) 電話 (0878)21-7195
FAX (0878)21-7196
下関 〒750 下関市大和町1-16-4(漁港ビル西館5号) 電話 (0832)66-5225
FAX (0832)66-5226
長崎 〒850 長崎市筑後町4-7(大久保ビル別館) 電話 (0958)26-7318
FAX (0958)26-7319

FUJIYA YANO SCIENCE CO



施設から機器まで
科学研究の
総合プランナー

《主要取扱商社・商品》

三英製作所……………ダルトン各種実験台、ドラフト
柳本製作所……………ヤナコ各種分析機器
カールツアイス……………ザウトリウス電子天秤
英弘精密……………ハーケ恒温槽、画像解析装置
オリンパス……………万能顕微鏡、蛍光顕微鏡

三洋電機特機……………ブレハブ低温室、超低フリーザー
杉山元医理器……………水質測定機器、メタボリカ
日本電子……………電顕・NMR、ガスマス
千野製作所……………デジタル記録計、制御機器
三田村理研……………超遠心粉碎機、超音波破壊器
ダイヤヤトロン……………イアトロスキャン・エッペンビベット
アンスト・ハンセン……………バンステット超純水製造装置
徳田製作所……………真空蒸着装置、各種真空機器
ソフテックス……………ソフトX線分析装置

北海道地区特約代理店

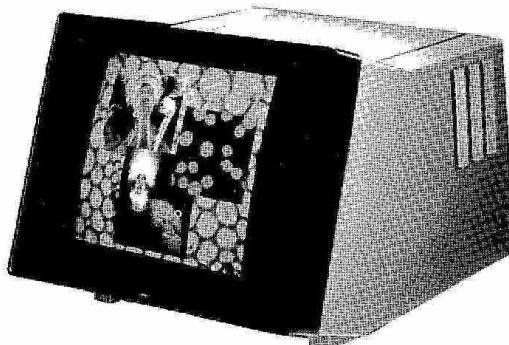


フジヤ矢野科学株式会社

札幌市東区北6条東2丁目札幌総合卸センター2号館
TEL代表(011)741-1511 FAX専用(011)753-0265

イメージプロセッサ

nexus 6800



速さをきわめたパイプライン型イメージプロセッサ搭載
カラー濃淡画像の入力・再生をリアルタイム処理
2値画像・高速ラベリング処理も完全サポート
DC～20MHzの広範囲の映像信号に対応
イメージによるデータベースを実現
様々な入出力装置と組合せ可能
パソコンから大型まで柔軟対応

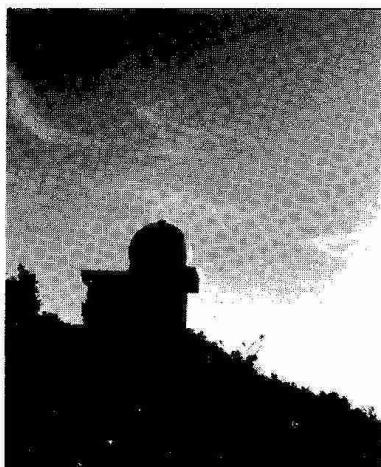
nexus inc.

株北海道クリアペルス

〒011 札幌市北区北28条西14丁目842番13

☎ (011) 746-8235番

FAX (011) 728-4141番



気象観測に貢献する

JRC

日本無線株式会社

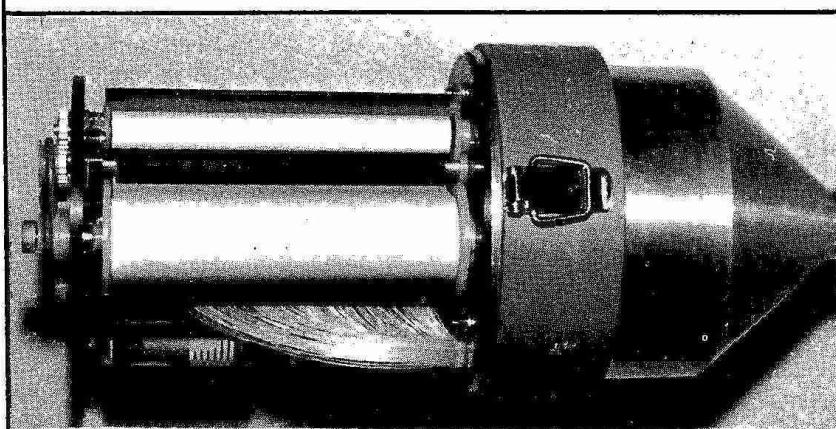
営業品目

気象用レーダー 気象衛星受画装置
雨量・水位テレメーター 気象FAX

本社事務所 〒107 東京都港区赤坂2丁目17番22号 赤坂ツインタワー本館 ☎ (03) 584-8750
FAX (03) 584-5420

札幌営業所 〒060 札幌市中央区北3条西7丁目 北海道水産ビル ☎ (011) 261-8321 (代表)
FAX (011) 261-3879

SNOW DEPTH RECORDER



長期積雪深記録計

SK-102型 SK-104型

本装置は、無電源地域（例えば山岳地帯や他の任意の場所）における積雪深を長期間にわたって連続測定するために開発された記録装置です。積雪地域の水資源に関する基礎調査や環境調査、山地の気象調査などに際して、任意の場所における積雪深の記録を得ることができます。

総発売元 株式会社 コンドウ サイエンス

〒064 札幌市中央区南16条西 5丁目
TEL 011(521)6132. FAX 011(511)0304

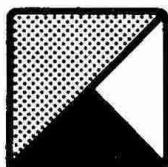


建設業許可(電気通信)般一石2725
無線有線通信設備設計・施工
松下通信工業株式会社代行店

東邦通信株式会社

〒062 本社 札幌市豊平区平岸3条7丁目
電話 札幌 (011)811-9441(代表)
FAX (011)823-6006

北海道知事許可(石第2633)電気通信工事業・機械器具設置業



C&AV
KOEIDO

株式会社 光映堂 教育産業部

■本社 札幌市中央区大通西4丁目6番地 ☎(011)261-0101 FAX 231-1233

■教育産業部 中央区南1条西16丁目みつわビル ☎(011)643-1010 FAX 641-2247

かわいくて、かわいくて………



印字データ

石井細明朝体 LM-NKL
100級斜体左肩上がり④

石井細明朝体 LM-NKL
80級長体④

石井細明朝体 LM-NKL
32級斜体右肩上がり④

石井細明朝体 LM-NKL
50級斜体左肩上がり④

石井中明朝体 MM OKL
15級正体

石井細明朝体 LM-NKL
62級斜体左肩上がり④

大蘭明朝体 UM
62級正体

石井細明朝体 LM-NKL
38級長体④

大蘭明朝体 UM
24級斜体右肩上がり④

大蘭明朝体 UM
24級斜体左肩上がり④

協業組合 高速印刷センター

札幌市西区曙2条5丁目2-48 TEL 683-2231

I L O V E P R I N T I N G

支部研究発表会原稿作成要領

原稿の作成は、次の各項による。

(1) 原稿用紙

事務局指定のB4版、2,000字詰(40×50)原稿用紙2枚を使用する。この原稿用紙に書かれたものをそのまま写真でB5版の大きさに縮小して機関紙に印刷する。そのため執筆者が書いた文字・図表はそのままの姿で印刷され、原稿用紙1枚が1頁となる。

この原稿用紙をB5版に縮小する割合は0.68で、したがって図表もこの比率で縮小されるので注意のこと。

(2) 原稿の記入

原稿の体裁を統一する必要から、最初の行の中央に表題(本文より大きい文字で書き、長い場合は2行にわたっても差し支えない)、1行あけて3行目の右側に氏名と(所属)を書く。連名者が多い場合は次の行にわたっても良い。

原稿は1編を原稿用紙2枚に書き、なるべく余白をださないよう留意すること。

文字・図表などはすべて黒インクで明確に記入する。(ボールペンは不可)

本文の文字はます目一杯の大きさに記入する。和文タイプやワープロによる印字を希望します。

タイプやワープロの場合はます目や行にとらわれなくて良く、同じ大きさの白紙に打っても良い。提出された原稿は編集印刷の際、用語・文字などの訂正が難しいので、原稿作成にあたっては十分に注意する。読み難い原稿は書き直しをお願いすることもあります。

(3) 図 表

図表はその大きさや、図表中の文字・数字の大きさなどについて縮小の比率(0.68)を十分に考慮し、印刷されたものが見苦しくならないように作成する。

原稿用紙に直接図表を記入するか、図表をはりつける。グラフ用紙を使用する場合は、けい線が、本原稿用紙の青い線より濃いものは使用しない。

図表には表題と説明文も付加する。

(4) 提 出 先

原稿は必ず研究発表会当日会場へ持参し、支部事務局員へ提出する。

原稿に使った図や写真の返却を必要とする場合は、その旨お伝え下さい。

細氷 №33

昭和62年7月25日 印刷
昭和62年7月30日 発行

編集発行 日本気象学会北海道支部
編集委員 松村博勝
〒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
TEL (011) 611-6121 内線415

印刷所 高速印刷センター
札幌市西区曙2条5丁目
TEL 683-2231