

日本気象学会

# 北海道支部だより

第 22 号

## 目 次

### I 解 説

Inuvik(人間の町)に雪をたずねて……菊地 勝弘

(北大理学部)

II 昭和 51 年度第 1 回支部研究会発表要旨

III 昭和 51 年度第 2 回支部研究会発表要旨

IV 昭和 51 年度支部事業報告, 役員会報告, 会計報告

V 北海道支部役員選挙と役員氏名のお知らせ

VI 会員動静

昭和 52 年 5 月

日本気象学会 北海道支部

# I 解 説

## Inuvik (人間の町) に雪をたずねて



菊 地 勝 弘\*

はじめに

昭和52年1月11日カナダ・アルバータ州エドモントンを4時間ちかくも遅れて離陸したノースウエスト準州イエローナイフ経由イヌヴィーク行のバシフィック・ウエスタン航空のジェット機は23時過ぎ真暗闇のイヌヴィーク空港に無事着陸した。本当に無事着陸したという実感がその時はした。過去何回か、例えばアラスカ北極圏のピーターズ湖の湖水調査に行った時は単発のセスナ機で滑走路も何もない雪で覆われた湖水の上を下り、また一昨年はC-130輸送機で南極点に下りた経験もあり、少くともピーターズや南極点の着陸地よりは定期航空路の空港であり、こゝイヌヴィーク空港の方が常識的には安全の筈なのだが始んど太陽が顔を出さない1月の、しかも機内でイヌヴィーク空港の気温 $-40^{\circ}\text{C}$ といわれ、その上エドモントンでの4時間遅れが、安全のための機体整備に暫くお待ち下さいと何度も遅らされた揚句の4時間遅れと不安な材料が重なれば無事着陸できたと思うのが本音というもの。機外に出、タラップを下りた第1歩にきしむキューという雪の音はもう $-25^{\circ}\text{C}$ 以下であることは間違いないし、鼻の孔がひつつき、まつげがビクビクする感じはもつと低い筈だ。数少い空港の照明に写し出されたものは我々を歓迎するかのような幾条もの氷晶ではないか。夢にまでみたとは少々オーバーだが、こゝまでくるために準備した1年半の苦勞が一度に満足感に変わるような気になる。出迎えるイヌヴィーク科学研究所 (Inuvik Scientific Research Laboratories) のMcRaigに早速気温をたずねると、 $-40^{\circ}\text{C}$ に近いという。そう、これなんだ、この気温の中で降ってくる雪をこの眼で観たいんだ、そのために我々はやってきたんだ。

イヌヴィークまでの道のり

昭和50年4月下旬のある昼下り、理学部長名で「昭和51年度科学研究費補助金(海外学術調査—現地調査)の公募について」という通知が回覧されてきた。

昭和42年から44年にかけて昭和基地で雲物理・大気電気の分野の研究観測に従事し、多くの興味ある知見を得たが、その中で特に雪結晶に関しては $-25^{\circ}\text{C}$ 以下で角柱面の異常に発達した雪結晶のあることを報告した。その後、これ等の結晶のあるものは雪結晶ゾンデやレブリカ観測からも認められたが、結晶主軸すなわち単結晶か多結晶なのかは推定の域をでなかつたのである。これをチェックしたいと常々思っていたところへ舞込んだのが一昨年のニューヨーク州立大学大気科学研究センター(State University of New York at Albany Atmospheric Science Research Center)のHogan博士との南極点行であったのである。それ等の結果はいろいろな機会に報告してきたが、 $-40^{\circ}\text{C}$ の環境で一人の人間ができる観測範囲は当然限度があり、機会があつたら、これ等

\*北海道大学理学部地球物理学教室

雪結晶に関する他の観測も含めて調査隊を編成してこの問題をやってみたいと常々思っていたところへのタイミングのよいこの回覧だった。ポテンシャルは一気に上がり計画調書作りとなった。隊長（研究代表者）には孫野先生になっていただき、低温科学研究所の小林慎作さん、それに私達の教室の遠藤辰雄さん、播磨屋敏生さん、秋田大学の梶川正弘さんと私の6名で隊を編成した。初年度として対象域はカナダを選び、手元の資料から、調査隊を2班に分け、1班はユーコン準州のドーソン、他の1班はサスカチュワン州のプリンスアルバートにした。これは降雪日数が年により、場所によってもかなり差があるので2箇所にして調査の確率を高めることにしたのと、プリンスアルバートでは $-30^{\circ}\text{C}$ ～ $-40^{\circ}\text{C}$ で、ドーソンでは $-30^{\circ}\text{C}$ ～ $-50^{\circ}\text{C}$ の雪結晶を目標にしたからでもある。さて場所は決ったが、肝心の受入側は決っていない。プリンスアルバートも、ドーソンもまったくこちらの都合で決めたまでである。しかし、プリンスアルバートに関しては、そこから200km位離れたところのサスカチュワン州立研究所（Saskatchewan Research Council）のMaybank博士に論文の別刷を送ったことがあるのと、小林さんがイギリスのMason博士のもとで研究した1、2年前彼もMasonのもとで例のスプリンターの実験をしたことなどから、Maybank博士なら力になってくれる筈だと勝手に考えていた。まよ案ずるよりはと彼に手紙をだしたところ早速返事がきて全面的に協力できるし、このプログラムの興味があるShewchuk博士を紹介してくれた。さらにラッキーだったことは10年程前札幌の農業試験場におられたという吉田謙三博士がMaybankのもとで研究されているという返事を貰った。すぐあとからShewchuk博士から対象地の過去10年間の1、2月の最高、最低、平均気温、降雪日数、降水量、高層観測地点などの情報が送られてくるにおよんで相手側の準備はすっかり完了した。

昭和50年の秋口には文部省に内容説明という段までなってやっと見通しらしいものがつき、昭和51年4月上旬、私達の調査計画が採択候補になった旨の通知を受取り、新たに交付申請書の作成にかまつた。夏休みに入った7月下旬交付決定の通知があった。何によらず決定の通知を貰うまでは具体的な準備に入れず不安であり、特に備品の調達に日数の要するものは苦勞することになる。幸い私達の調査は年度末近くになるので、国内での備品、装備の調達、カナダ側との詳細な交渉にも十分な時間がとれスムーズに進んだのは冬期の研究の唯一のメリットではなかろうか。

私達の調査に協力してくれることになったMaybank博士やShewchuk博士との何度かにわたる手紙のやりとりの結果、航空機の便、高層観測、設営の全てについて、ユーコン準州のドーソンよりはノースウエスト準州のイヌヴィーク（Inuvik）がよいし、プリンスアルバートよりは同じサスカチュワン州のノースパットルフォードの方がよいという連絡を受けたのは夏休みの終る頃だった。ノースパットルフォードは彼等の研究所から車で1日の行程なので十分知り尽していたらしいが、イヌヴィークに関しては彼等の仲間でデイスカスしたり、また直接イヌヴィーク科学研究所と連絡をとって結論を出したようだ。結果は彼等の十分な下調べに現地では勿論、調査を振返える度に私達は何度も感謝せずにはいられなかった。こうしてイヌヴィークとノースパットルフォードが決定された。

### イヌヴィーク（人間の町）

さてイヌヴィークはどんなところでどんな町なのだろうか。社会科地図帳の類をみても数年前の地図ではほとんど地名がのっていないのだから、カナダエスキモーかカナダインディアンの小さな部落ぐらいにしか考えられなかった。しかしいろいろ調べてゆく内に、また現地に行ってみて、カナダ政府の大

変な力の入れようにたゞたゞ驚かされたのであった。イヌヴィーク科学研究所が数年前に作成したパンフレットによると、Inuvik というのは、エスキモー語で“ The Place of Man ” [人間の町] の意味だそうであるが、1789年 Sir Alexander Mackenzie によつてはじめて紹介されたが、しかし1954年頃までは滅多に訪れる人はなかつたらしい。カナダ政府はこゝを開発や行政の基地としてばかりでなく、教育、医療を含めたあらゆる便宜をこゝ Western Arctic の人々に与えるための中心として1955年から1961年にかけて北極圏で初のもっともモダンな人工的な町として作りあげたのである。

こゝイヌヴィークは  $68^{\circ}22'N$ 、 $133^{\circ}42'W$  に位置しており (図-1)、空路アラスカのフェアバンクスから450 miles、ノースウェスト準州の州都であるイエローナイフから675 miles、アルバータ州の州都エドモントンから1200 miles あり、国際航空路では丁度、ニューヨークと東京、ロスアンゼルスとモスクー、ホノルルとロンドンの中間になるという。人口3500人、今では4000人に近く、その内の30%がエスキモー、10%がインディアンで、残りの60%がいわゆるホワイトであるが、アメ



図-1、イヌヴィークの位置

リカは勿論、フランス、イタリア、ギリシャからユーゴスラビヤ、チェコスロバキヤから果ては香港、台湾にいたるまで、わずか3500人の内訳はまさに国際都市であつたが日本人居住者は居なかつた。エスキモーとインディアンとホワイトが仲良く住んでいる町、イヌヴィークのマーク、それはエスキモーのイグルーとインディアンのティビーとホワイトの家がたくみに調和されたものであつた (カソト参照)。

短い暖かい夏、そして長い寒い冬に代表される北極圏、そしてまさに森林限界に位置するイヌヴィークの7月の平均気温は  $18.3^{\circ}C$  で最高気温は  $31.7^{\circ}C$  という記録もあるが、一方最低気温は  $-5.67^{\circ}C$  を記録しているのである。年間降水量は11 inches、平均降雪量68 inches である。冬のイヌヴィークは風は弱いが低温で非常に乾燥しており、住み易いとはとてもいえないが、しかし、暖房および電力の供給は十分であり、町の中心部はユーティリドール (Utilidor) といわれる断熱材に包まれ、その上を更に金属で覆われた幾条ものパイプが路上を走り常に給水、給湯から排水も完全に行われておりました。町には小さな木橋が多かつたが、そのいずれもはユーティリドールをまたぐためのものであり、またところによつてはユーティリドールが高架になっているところもあつた。外気温が  $-30^{\circ}C$  でも  $-40^{\circ}C$  でも家中暖かく、彼等の多くは丸首半袖に半袖の開襟、または長袖のカッターシャツというのが一般で、外出時にはその上にバルカ (フードのついた防寒コート、内側毛皮張) か、最近はやりのキルティングジャケットをはおるだけの軽装なのにこれまた驚かされたものだった。かなりの低温でも一寸位の外出にはフードを用いる人はそんなに多くはなく、よそ者か新参加者が寒がつているようであつた。

永久凍土の上に建てた家の室内がどこでもポカポカとあれば、当然、いつかは床下の凍土を融かしかねないことになるが、その辺の配慮はしてあつて、住宅は高床式であり、例えば Lake View アパー

トは直径20~30cm、高さ数mの丸太を土台として、床下の通風を考慮しているのだった。

The Bay の代名詞で呼ばれるスーパーマーケットのThe Hudson Bay Companyは6ヶ所のレジを持つ立派なもので人蔘から鉄砲、スノーモービルも扱っていた。3軒のホテルはいずれもバー、レストランを兼ねそなえ、映画館、図書館、週間新聞社、ベーカリー、ドライクリーニングに美容院と全てのものが揃っており、ラジオは勿論、カラーテレビで本場のアイスホッケーのゲームを観れるなど思いもよらなかった。生徒数650名のSir Alexander Mackenzie 小学校、350名のSamuel Hearne中学校、そして100ベッドを有する病院とくれば、お医者様探しにやつきとならなければならないどこかの文明国が不思議に思われてくるのである。着陸に胸をなで下した空港が6000feetの滑走路を持つ国際空港で1日数便の定期便があり、地図上の陸の孤島もイヌヴィークに関しては物価の高いことを除けば、全てがとまのついているところ、または長距離電話1本でとまのえることのできる町なのであった。

### 居住環境

宿泊施設として研究所裏手のRed Houseを借りることができた。赤茶けたペンキの色からこの木造住宅をこう呼んでいるらしいのだが、このRed Houseには14畳程の居間と6畳1室、2畳の個室2室と3畳のキッチンがあり一応の住宅の観を呈していたが、キッチンは冬期は使用不能で、その上トイレ、シャワー等の設備はなかった。直ぐ傍を例のユートリドールが走っているが、こゝは飽くまでも短期滞在者や予備の施設として使用しているようであった。到着当初は孫野先生、速藤さん梶川さんにShewchuk 博士と私の5名だったので、6畳に2名、2畳2室にそれぞれ1名、そして居間に1名が就寝することになった。折畳式の簡易ベッドにマットを敷き、全員が寝袋の生活が始まった。居間の灯油ヒーターとキッチンのストーブを24時間フル運転しているので寝袋1個でも十分睡眠はとれたが、やはりトイレが身近にないのは当然ながら不便だった。100m程離れた研究所のトイレを利用するために先づ防寒服、防寒靴に身を固め、研究所裏口の鍵を持って出かけるのである。トイレのために日中と同じ完全装備はやはり面倒なので、バジヤマの上に防寒服上下をつけ、それに防寒靴のいでたちなのだが、往復はやはりひえるのであろう。1度往復すると必ず2度、時には3度往復しなければならないこともあり、これにはウンザリした。もつともこの往復時に夜空を彩どるオーロラを見つけカメラに収めるといった余祿もあつたが、それは1、2度だけだった。

昭和51年度の海外学術調査の滞在費は1人当日7,000円で、これは国内の出張旅費より安い額なのである。その上外にテントを張って暮す訳にはいかない北極圏の厳冬期である。3軒あるホテルの部屋代は個室で素泊り6,000~7,000円、Red Houseではキッチンは使えないので外食すると、朝食、昼食がいずれも800~1,000円、夕食は一寸食べたかなあと思うと4,000~5,000円になってしまい、1日7,000円の滞在費は丁度、ホテルに泊って何も食べないか、3食普通に食べて外に寝るかと同じ額なのである。こんな次第でRed Houseは大助りだった。7時の起床に始まって、7時半研究所まで洗面に、そして8時には完全装備で真暗闇の町へ朝食を摂りに出かけるといった日課が1ヶ月も続き、しかも無理な観測も遂行したが、風邪をひいたり、健康を害する者は誰もでなかったのは幸いだった。これまでのフィールドワークの経験がものをいっているのであろう。

## 雪さがし

Red House 隣の車庫で観測の準備が完了してから最初の雪の訪問を受けたのは1月15日だった。最初の顔は雲粒付樹枝で、30分後には角柱に変わっていったが、11時40分、それはほんの数分間であったが、V字形雪結晶が見られたのであった。V字形雪結晶とは思えない収穫だったが、たゞ御幣形にしる角柱面の異常に発達したいわゆる奇形雪結晶を私ばかりでなく、孫野先生や雪結晶にたずさわっている人達に1人でも多く見て欲しかったのだけれども、この日早朝、先生は他の観測地のノースバットルフォードに向けイヌヴィークを発たれた後だったので、偏光顕微鏡を通して生の奇形雪結晶をみていただけなかったのは本当に残念だった。その後このV字形雪結晶は1月19日と29日にかなり多く降った。両端の長さは2mm程あるものもあるので肉眼でいくらでも見付けることができ、爪楊枝で摘みあげては顕微鏡写真に撮ることができた(写真-1, 2)。昭和基地での観測で最初に報告された奇形といわれてきた雪結晶のあるものは、その後の石狩や南極点での観測でも見付き、単結晶か多結晶か、主軸の方向など偏光顕微鏡を用いなくとも大体推定できるようになってきたのだけれど、やはり「地の果、海の底には何があるか分からない」のだった。



写真-1, 1977年1月19日10時  
25分, 地上気温-2.1℃

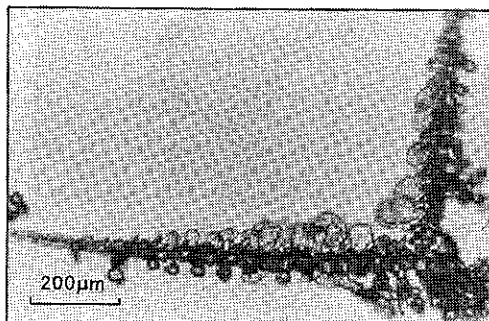


写真-2, 1977年1月29日16時  
45分, 地上気温-2.5℃

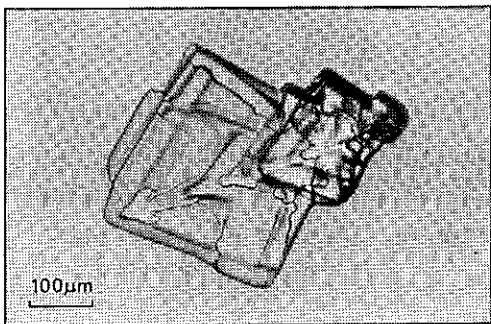


写真-3, 1977年1月30日16時  
06分, 地上気温-2.8.3℃

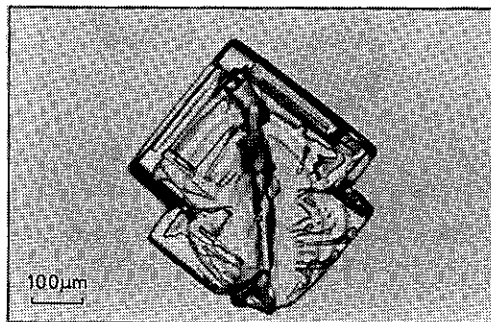


写真-4, 1977年2月1日17時  
20分, 地上気温-3.1.2℃

写真-3は今まではもうもつともポピュラーな外形を有し、またその成長機構についても理論的な裏付けがなされつゝあるほど左右対称な多結晶なのだが、一見外形が類似していても写真-4は単結晶なのであった。単結晶とわかってからよくみると成程とうなづけないこともないのだが、対角線上に走る線は何を意味するのであろうか。さらに雲粒から成長したとも思える写真-5は2個のスクロールから成長したものなら対角線を狭さんで多結晶であり、ある場合にはまったく同じ外形を呈しても1個のスクロールの角柱面が成長した単結晶のことがあるのだが、これはそのいずれにも属さない成長の途中から多結晶化した新しい成長過程を示す雪結晶であることがわかった。これまで多結晶雪結晶の生成される原因として理論的考察の基盤になっている CSL 理論に基づく双晶の概念がこのような成長過程を示す多結晶にも適応されるかどうか今後の一つの問題となるであろう。その他今回の観測では角柱(砲弾)を基盤としていて外形が複雑な結晶にも単結晶が多かったのが眼についた(写真-6)。

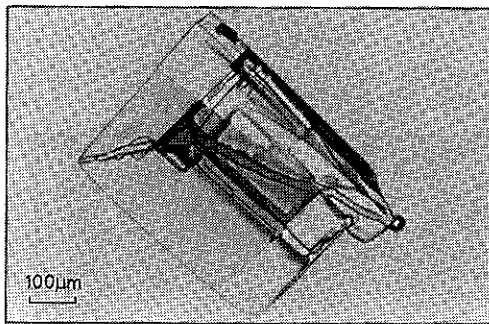


写真-5, 1977年2月1日17時  
20分, 地上気温-31.2℃

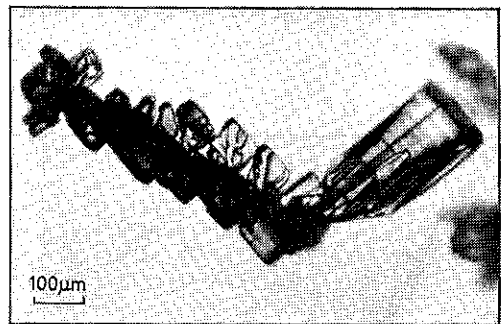


写真-6, 1977年1月30日14時  
02分, 地上気温-28.5℃

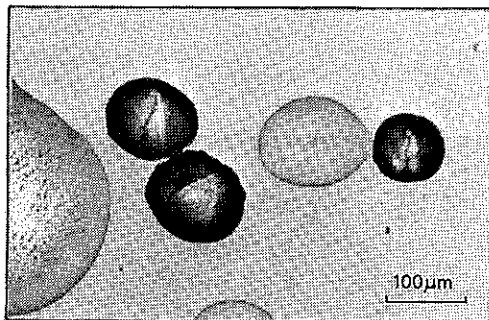


写真-7, 1977年1月25日22時  
37分, 地上気温-12.7℃

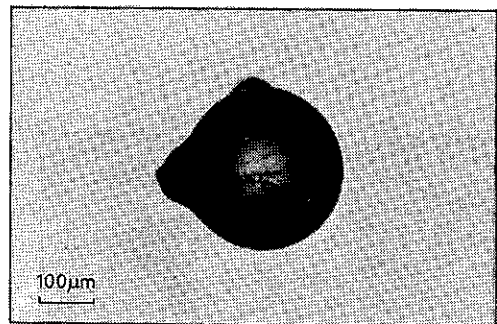


写真-8, 1977年1月25日22時  
11分, 地上気温-12.4℃

一方今冬の北アメリカ大陸北部は暖冬だったため観測期間中の地上気温は-10℃から-40℃位まで変った。そのため雲層と思われる900~700mb層の気温が0℃近くになることもあり、3度

の凍雨や雨滴付雪結晶を観測する機会に恵まれた。写真-7のやゝ黒ずんだ3個の丸味を帯びているのがスライドガラス上に降ってきた凍雨で、偏光顕微鏡のもとでは各々の凍雨がいくつかの多結晶に凍っているのがわかる。扁平にみえるのは同時に降ってきてスライドガラス上で凍った過冷却雨滴や雲粒である。過冷却雲粒が雪結晶に付着凍結し、単結晶又は多結晶に凍結したり、またその雲粒を核として立体、放射樹枝状結晶のような多結晶の雪結晶になるという観測や実験はいくつかあるが、この写真のように降ってくる途中で既に多結晶化している観測例は、これが初めてではないだろうか。過冷却雲粒や雨滴が凍結する時はその環境の条件によってバルジ(ふくらみ)やスパイク(角状の突起)が伴うことは種々の実験で明らかにされていることだが、写真-8と9はそれぞれ実験室で見出されるバルジとスパイクの現象が実際に天然でも起っている例である。最近ではバルジやスパイクの出来る方向や気泡列と凍結水滴の結晶主軸との関係など細かい議論もなされてきてはいるが、それらについての議論ができる程には多くの例を得ることはできなかった。一方雨滴付雪結晶は過冷却雨滴が凍結雨滴となって雪結晶に付着した場合と、過冷却雨滴が雪結晶に付着して凍結した場合の両者が考えられるが、写真-10は前者の場合の例で凍結雨滴の多くのものがバルジを持っていることがわかる。

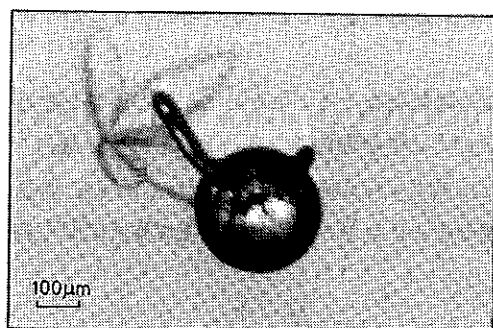


写真-9, 1977年1月25日22時  
41分, 地上気温-12.7℃

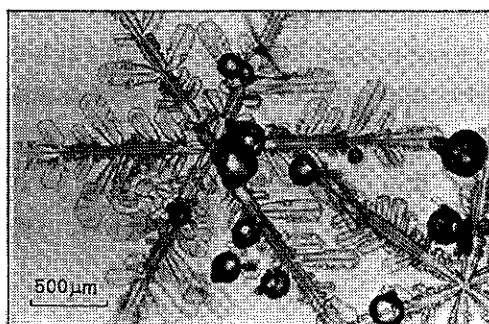


写真-10, 1977年1月22日21時  
22分, 地上気温-22℃

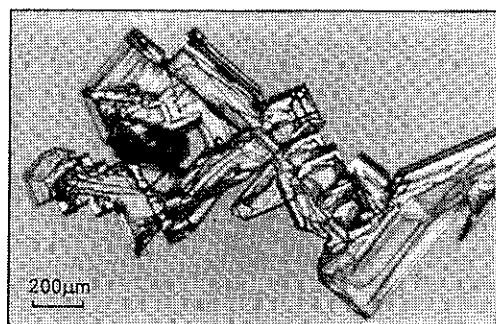


写真-11, 1977年2月2日08時  
35分, 地上気温-31.5℃

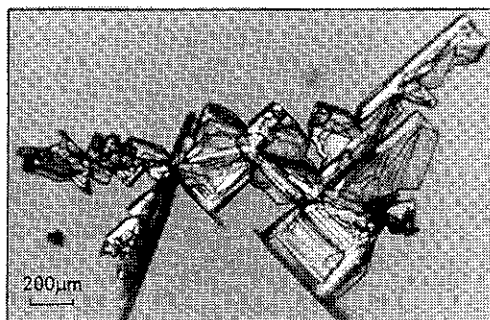


写真-12, 1977年2月2日09時  
00分, 地上気温-31.5℃



兎に角、今回の観測でもまた期待通り数多くの奇形雪結晶に出くわしたのだが、写真—11と12はまったくの新顔で本当に面喰らわせられた。偏光顕微鏡を通して見たこれらの結晶の多結晶なるが故の色彩のコントラストの美しさは何度見ても見飽きることがなく、遠藤さんや梶川さんを大声で呼んで顕微鏡を覗かせたものだった。これらの結晶は2月2日9時前後の1時間にわたってみられたが、この頃の地上気温は $-3.4^{\circ}\text{C}$ 、逆転層の最上部は650 mbで $-15.5^{\circ}\text{C}$ であった。同時に降っていた他の雪結晶は、角柱、鼓、砲弾集合、鱗片状側面結晶や放射樹枝等、多種多様で、天から送られた手紙は差出人不明で内容はかなり難解なものだったのである。それらの理由の一つには、例えば比較的高い温度領域で生成した雪結晶が、それよりはるかに低い温度領域に降ってくるといった従来の雪結晶と異なる条件も影響しているのかもしれない。

さいごに

この観測期間中撮ったフィルムはカラー、モノクロームあわせて65本、2,300駒、レプリカスライドガラス500枚、まだ全部に眼を通すまでにはっていないが、これから先どんな情報を与えてくれるものやら。また反面、こうも続けさまにその奇怪とも思える結晶を多種多様見せつけられては我々の考えのおよぼざるのをせよら笑われているようで何とも腹立しい昨今でもある。

イヌヴィークではこの他にエアロゾルや雪結晶の大気電氣的観測も遂行されたが、それらについてはまたそれぞれの担当者が機会をみて発表されるであろう。

今回の観測は昭和51年度文部省科学研究費補助金(海外学術調査)によるものであり、観測を遂行するにあたって種々の便宜をはかられたカナダ・サスカチュワン州立研究所のPepper 所長、Maybank 部長、吉田謙三博士、Shewchuk 博士、またイヌヴィーク科学研究所のOstrick 所長、McRaig、Fred 氏、日本航空札幌支店、日通航空札幌支店、オニツカ株式会社札幌営業所に厚く御礼申し上げます。

# 雪と氷の表面の電気的性質

西村 寛

前野 紀一 (北大 低温研)

〔序〕 氷の表面の物理的、化学的性質は天然に存在する雪や氷を取扱うとき、極めて重要である。ここでは、氷表面の直流電気伝導度を温度および結晶面の関数として測定した結果、および天然の単独の雪結晶の電気伝導度の測定結果について報告する。

〔単結晶氷の測定〕 実験に使用した試料は、南極昭和基地大池から持ち帰った巨大単結晶の天然氷から厚さ約2mm、直径約5cmの円板状に切り出され、表面はきれいな綿ガゼを使って十分滑らかな平面に仕上げられた。

図1は、表面直流電気伝導度の測定装置であり、3電極からなる。電極表面にはニッケル・クロムメッキを施した。測定氷表面に半径 $r_1 = 6.0\text{mm}$ の円型電極Aを、そしてそれをとり囲むように内側半径 $r_2 = 11.0\text{mm}$ のガードリング電極Bをとりつけ、更に、試料の裏側には半径25mmの円型電極Cをとりつけた。試料と電極の接合は電極表面をヒーターで少し暖めて氷表面に接触させ凍着する方法で行った。このようにして準備された電極と試料はオーリングで完全に密着された金属の箱に入れられ、アルコールの恒温槽の中で±0.05℃の精度で温度調節が行われた。

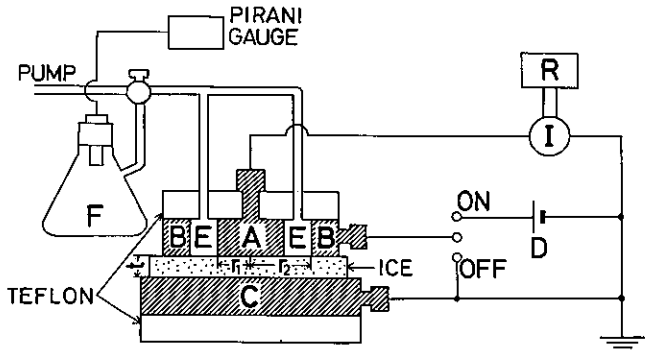


図1

直流安定電源Dにより電極AとBの間に、5.00Vの電圧をかけ氷の表面電流をピコアンメーター(タケダ理研TR-8641)で測定し、記録計で記録した。電極CとAの電位を等しく結線し、氷試料の厚さ $d$ を十分薄くし $d < (r_2 - r_1) / 2$ を満足させれば、試料の体積中を流れる電流はピコアンメーターにほとんど流れない。したがって、表面直流電気伝導度は、次式により求めることができる。 $\sigma_s = G \frac{r_2 - r_1}{\pi(r_1 + r_2)}$  [ohm<sup>-1</sup>]

Gは測定されたコンダクタンスで、アンメーターの指示を記録して求めた。図2は電極AとBの間に5.00Vの電圧をかけた時の表面電流が時間と共に変化する様子を示したものである。瞬時的に大きな電流が流れ、数十秒後に定常な値に落ちつく。この定常電流値からGを求めるときを上式から計算した。

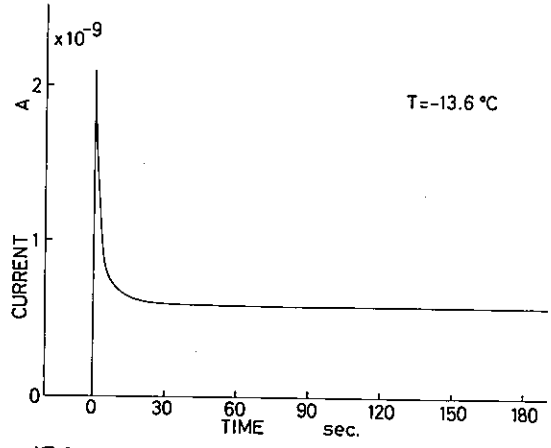


図2

図3は単結晶氷の表面直流電気伝導度を絶対温度Tと結晶面の関数として得られたものである。印のちがいは結晶面のちがいを示す。一般に $\sigma_s$ は温度上昇と共に増加するが、その温度依存性は、約-5℃を境として2つのタイプに分けられる。すなわち、約-5℃より低い温度領域では直線関係にあるが、約-5℃より高い測定領域では直線関係になく $\sigma_s$ は温度が氷の融点に

近づくと急激に増加する。約-5℃より高い測定領域では直線関係になく $\sigma_s$ は温度が氷の融点に近づくと急激に増加する。約-5℃より低い温度領域では直線関係にあるが、約-5℃より高い測定領域では直線関係になく $\sigma_s$ は温度が氷の融点に近づくと急激に増加する。

近づくとも急速に増加した。

約 $-5^{\circ}\text{C}$ より低い温度領域では  
 $\sigma_s = \sigma_0 e^{-\frac{E}{kT}}$  のように表される。ここで、

$E$ は表面直流電気伝導の活性化エネルギーであり、電荷の運び手と考えられる $\text{H}_3\text{O}^+$ イオンを生成し移動させるのに必要なエネルギーである。 $R$ は気体定数、 $\sigma_0$ は定数である。活性化エネルギーは図の直線の傾きから定められ、試料や結晶面によっていくらか異なるが平均値 $E = 27.3 \text{ kcal/mol}$ であった。氷の体積直流電気伝導の活性化エネルギーは約 $11 \text{ kcal/mol}$ の程度であるから、氷表面での値は非常に大きな値であり氷表面の特徴の一つを表している。

一方、約 $-5^{\circ}\text{C}$ より高い温度領域では直線関係は得られず、 $\sigma_s$ は融点に近づくにつれて急激に増加する。これは氷の表面の結晶構造が変化するためと考えられ、いわゆる擬似液体層(quasi-liquid layer)の存在を示唆する。Fletcher (1968)の半定量的理論によれば、 $-5^{\circ}\text{C}$ 付近のある温度で氷の表面は一種の相変化を起こし、氷よりも無秩序な結晶構造をもつようになる。この無秩序な層は $10 \sim 40 \text{ \AA}$ の厚さをもち、厚さは融点に近づくにつれて増す。擬似液体層の中では $\text{H}_3\text{O}^+$ イオンの濃度が非常に大きいからこの無秩序な層の存在が融点付近の表面直流電気伝導度の急激な増加を引き起こしているものと考えられる。

[雪結晶の測定] 上に述べたように融点付近で氷が特に大きい表面電気伝導度を示すことは、この温度での氷の電気的性質に大きな影響を与え、特に、表面積を多くもつ雪結晶積雪、そして気泡や土粒子を多く含む氷河氷の電気的性質に大きな影響を与えるものと考えられる。そのような測定の一例を次に示す。図4は大雪山勇駒別において顕微鏡下で測定した個々の雪結晶の電気伝導度と温度の関係である。ただし、雪結晶はほとんどが樹枝状で形が複雑なため、縦軸には電流値が目盛ってある。この図から明らかになどとく、約 $-7^{\circ}\text{C}$ を境にして、高温領域では、やはり電気の伝導性は急増している。このことは、前の結果と同様に融点付近での擬似液体層の重要性を示唆する。ただし、天然の雪結晶の場合、不純物の効果も加味されている可能性があるが、それは、氷特有の擬似液体層の効果から分離することはできない。

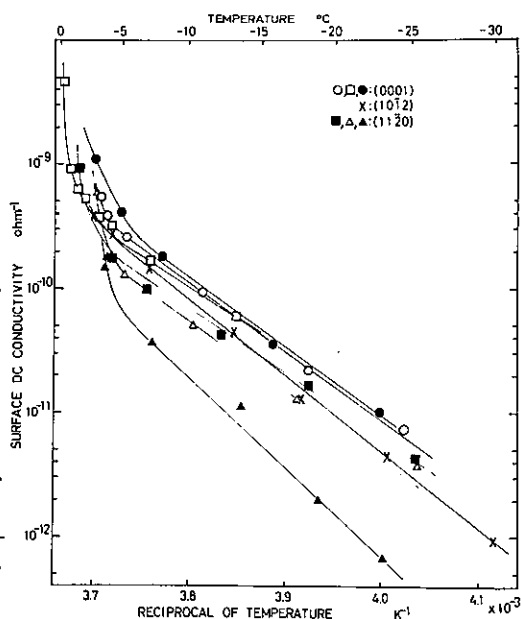


図3

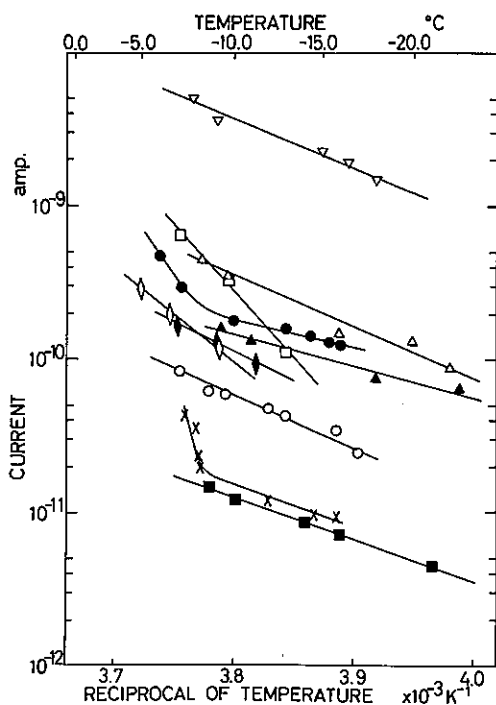


図4

## 氷の反発係数

荒岡邦明 (北大低温研)  
前野紀一 (北大低温研)

〔緒言〕 氷表面に粒子が衝突する現象は、地吹雪、着雪、着氷、更には雲の中での氷結晶の併合成長等に重要な意味を持つが、同時に氷の力学的性質といった物性論的な見地からも非常に興味のある問題である。この現象を解明する研究の第一歩として、四種類の球状粒子(氷球、スチール球、ガラス球、テフロン球)を氷表面に衝突させ、その反発係数を測定し、同時に、氷表面に生じた衝撃痕を顕微鏡観察する実験を行った。

〔実験〕 1. ニつの方法で粒子を氷表面に衝突させた。約 100 cm/s 以上の衝突速度で衝突させるときには、氷平方向に粒子を打ち出す装置を、約 100 cm/s 以下の速度での衝突のときには、自由落下による方法を用いた。衝突の様子は、低温室全体を暗くし、ストロボライトを間歇的に点滅させて(時間間隔: 1/250 秒)、写真に撮られた。写真の軌跡の間隔から、衝突直前と直後の粒子速度が求められ、また、それらの氷表面に垂直な成分の比として、反発係数が求められた。

粒子を衝突させる氷表面としては、純氷(単結晶、多結晶)及び食塩水氷(濃度 0.1%、1.0%、10%) が用いられ、滑らかな表面は、少し暖めた厚い、平らな奥鉛板の上でゆっくり融かして整形された。又、紙やすりをかけて微小な凹凸(0.1 mm 程度の大きさ)をつくった粗い表面、及びエチレングリコールを浸み込ませたガーゼで拭いて液体層をつくった表面についても実験が行われた。

実験に用いた四種類の球状粒子のうち、スチール球(半径  $r = 0.8 \sim 3.2 \text{ mm}$ )、ガラス球( $r = 1.45 \text{ mm}$ )、テフロン球( $r = 1.50 \text{ mm}$ ) は、市販の物を用いたが、氷球( $r = 1.2 \sim 1.4 \text{ mm}$ ) は液体窒素の中にマイクロ・ピペットで蒸留水の滴を落とし、これを凍結させて作った。できた氷粒は、できるだけ球形に近く、内部に気泡やクラックを含まないものを選び出して実験に用いた。

2. 上のようにして粒子を衝突させた直後に、氷表面に生じた衝撃痕を顕微鏡観察し、特にその塑性変形の大さ(直径)を測定した。

〔結果と考察〕 a. 表面が滑らかな純氷への衝突  
図 1 にガラス球を衝突させたときの反発係数と衝突速度の関係を示す。反発係数は衝突速度が減少すると共に増加し 1 に近づく。この傾向は氷球、スチール球、テフロン球を衝突させたときにも同様であった。又、図中の実線はデータの最大値とみなされる点と結んだもので、衝突が理想的であるときには、ガラス球/氷平面の反発係数は、この値に近いものであると考えられる。

b. 氷表面に微細な凹凸がある場合、反発係数は滑らかな面の場合に比べて減少した。特にスチール球を衝突させたときには、この傾向は顕著に現われ、0.2 程度の減少がみられた。(図 2) この現象は衝突の際に氷表面の微細な突起が破壊されたり、多点接触によって衝突が不規則になる為に起こるものと考えられる。

c. 食塩水氷 氷自体が軟らかくなった効果を見る為に 0.1%、1.0%、10% の濃度の食塩水を凍結させ、凍結面に平行な面に粒子を衝突させて反発係数を調べた。図 3 にテフロン球を衝突させたときの結果を示す。0.1%、1.0% の食塩水氷では反発係数は純氷と比べて余り変化しないが、10% になると大きく減少した。

d. エチレングリコールの膜がある場合 氷表面に液体の膜があれば、衝突の際、粒子は液体を押しのけて進むのだから、その為の粘性抵抗が反発係数に影響するものと期待されたが、反発係数に顕著な減少はみられなかった。

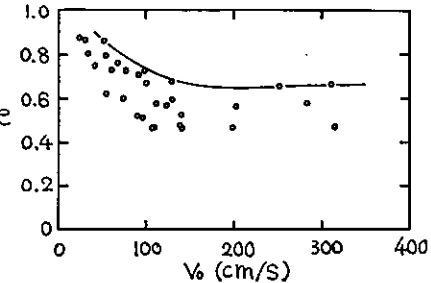


図 1. ガラス球と滑らかな純氷表面の衝突

e. 以上の衝突実験では反発係数は常に1と見えず、それより小さかった。このことは、衝突によって粒子がエネルギーを失ったことを意味している。その原因として考えられるものに、1.氷表面に生ずる塑性変形、2.氷表面に生ずるクラック、3.粒子が氷表面から離れる際に働らく付着力、4.粒子や氷表面の微細凹凸の破壊、5.氷表面に液体の膜があるとき、その膜による粘性抵抗、6.粒子と氷塊全体の弾性振動がある。ここでは1、2、及び3に費やされるエネルギーを大まかに見積もってみる。塑性変形に使われるエネルギー  $\Delta U_p$  は、Hertzの弾性接触理論を使った Bowden-Tabor の計算によると  $\Delta U_p = \frac{1}{6} \frac{E_1 d^3}{r} - 0.21 \sigma_y \times (E_1^2 + E_2^2) d^3 \sigma_y$  で与えられる。但し、 $r$  は粒子の半径、 $d$  は衝撃痕の直径、 $\sigma_y$  は氷の降伏応力、 $E_1$  は氷のヤング率、 $E_2$  は粒子のヤング率である。衝突によって長さ  $d$  長さ  $3d$  の長方形のクラックが二つ氷表面に垂直に、又、半径  $d$  の扇形のクラックが二つ氷表面に平行に生じたものとし、これらの新しい氷表面を作るのに必要エネルギー  $\Delta U_c$  を求めると、 $\Delta U_c = 2R A_c = 2R (6 + \frac{9}{8}\pi) d^2$  とする。但し、 $R$  は氷の表面エネルギー、 $A_c$  は生じたクラックの全面積である。更にこれと同じ考え方で、付着力を断ち切る為に必要エネルギー  $\Delta U_a$  を求めると  $\Delta U_a = (R + \gamma_p) A' = (R + \gamma_p) \frac{\pi}{4} d^2$  が得られる。但し、 $\gamma_p$  は粒子の表面上エネルギー、 $A'$  は粒子と氷表面の接触面積である。

以上三つのエネルギー損失の計算式を導出したが、いづれの数も衝撃痕の直径  $d$  を測定することによって値を求めることができる。この為、顕微鏡観察した結果得られた痕の大きさ  $d$  と衝突速度の関係を図4に示す。痕の直径は衝突速度と共に増加する。この値と上の式から  $\Delta U_p$ ,  $\Delta U_c$ ,  $\Delta U_a$  の三つのエネルギー損失が計算され、また反発係数から、粒子が衝突によって実際に失ったエネルギー  $\Delta U_t$  が求められた。これらを図5に示す。これから粒子の失ったエネルギーの大部分は、氷表面に塑性変形を作る為に使われたものと考えられることができる。一方、クラックや付着力によるエネルギー損失は非常に小さいことが予想される。

(結論) 以上の実験の結果をまとめると、1.反発係数は衝突速度が零に近づくに従って増加し、1に近づく。2.氷が不純物を含んで軟らかくなったり、表面に微細凹凸ができると、反発係数は小さくなる。3.反発係数を小さくする方の原因は氷表面に生じた塑性変形であり、このことは、1、2の結果と良く合う。

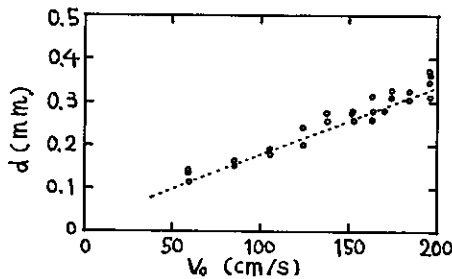


図4. 衝撃痕の大きさ

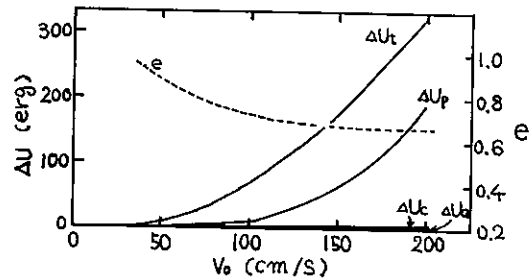


図5 エネルギー損失

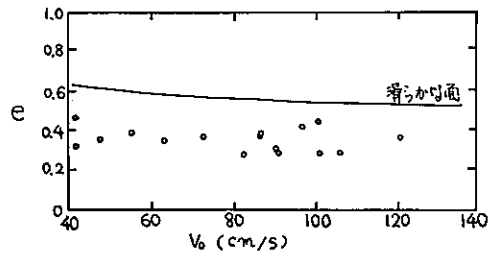


図2. やすりをかいた面とスチール球の衝突

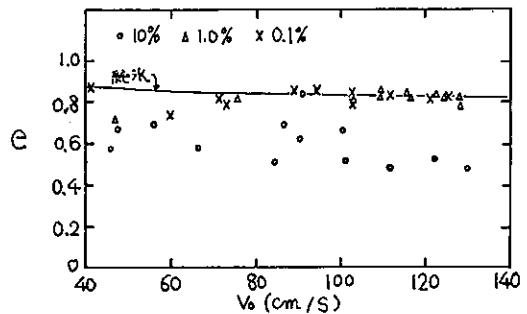


図3. 食塩水氷とテフロン球の衝突

# 積雲の粒径分布

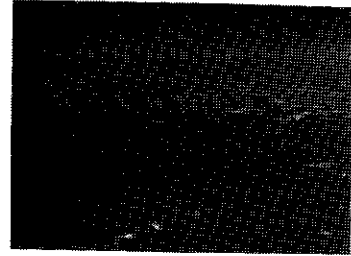
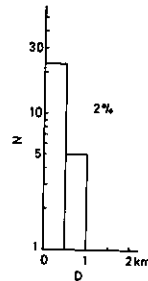
穂積邦彦 (北大・理)  
 稀磨屋敏生 (北大・理)  
 孫野長治 (北大・理)

【序】 1974, 1975年のAMTEX観測期間中、定期旅客機に35mm駒撮りカメラを搭載して雲の連続写真を得た。30秒/駒で撮影され、1974年には7フライト、1975年には5フライト、計12フライトのデータの中から、飛行航路に沿って晴天積雲が広く分布している3フライトについて、それらの積雲のサイズ分布を調べた。

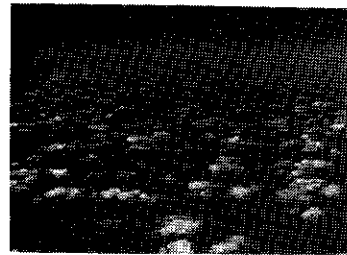
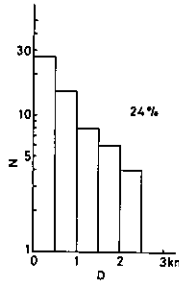
【解析・考察】 連続写真からステレオ解析(基線長5~8km)で、雲の3次元分布を求め、写真/枚毎について10km x 20kmの解析領域内の雲の分布図が作られた。それらの分布図から、雲量・雲の面積・雲の数などを調べて積雲のサイズ分布を求めた。解析領域の重複を避ける為、データとして写真は連続写真の1枚おきまたは2枚おきに選んだ。

図-1 a, 1 b, 1 cが航空写真及びそのサイズ分布の例である。1 aは、雲量の少ない時の例で、雲の大きさが小さくその数も少ない。1 bは、雲量がやや多くなった時の例で、1 aに比べて大きさが増し、その数も多くなっていることがわかる。さらに雲量が多くなった時の例が1 cで、1 bに比べて小さい雲が減り、大きな雲が増えていることがわかる。

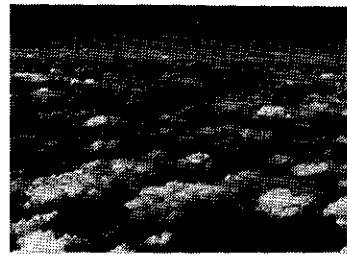
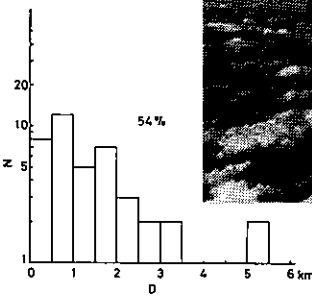
このようにして求めた積雲のサイズ分布を、雲量をパラメータとして表わしたものが図-2 a, 2 b, 2 cである。2 a, 2 bは東京⇄台北の航路沿いの、2 cは東京⇄マニラの航路沿いのデータである。これら各々の図について、図-1で見られる傾向がよくあてはまる。即ち、雲量が少ない時は雲の大きさが小さく数も少ないが、雲量が増すにつれて、大きさ・数共に増加する。雲量20%前後を境にして、さらに雲量が増すと、小さな雲の数が減り、大きな雲が多くなる。このことから雲量に大逆転するのは、雲量の少ない時は雲の数が主であり、雲量の多い時は雲の大きさが主であると言える。これら図-2の分布は、Gunn-Marshallによる降水強度をパラメータとした雪片の



a



b



c

図-1 航空写真とそのサイズ分布

サイズ分布によく似ている。

雲の数と大きさとの関係を調べたのが図-3であり、雲量をパラメータとして各フライトごとに描いてある。この図から、雲量が20%前後のところに数の最大値を持つことがわ

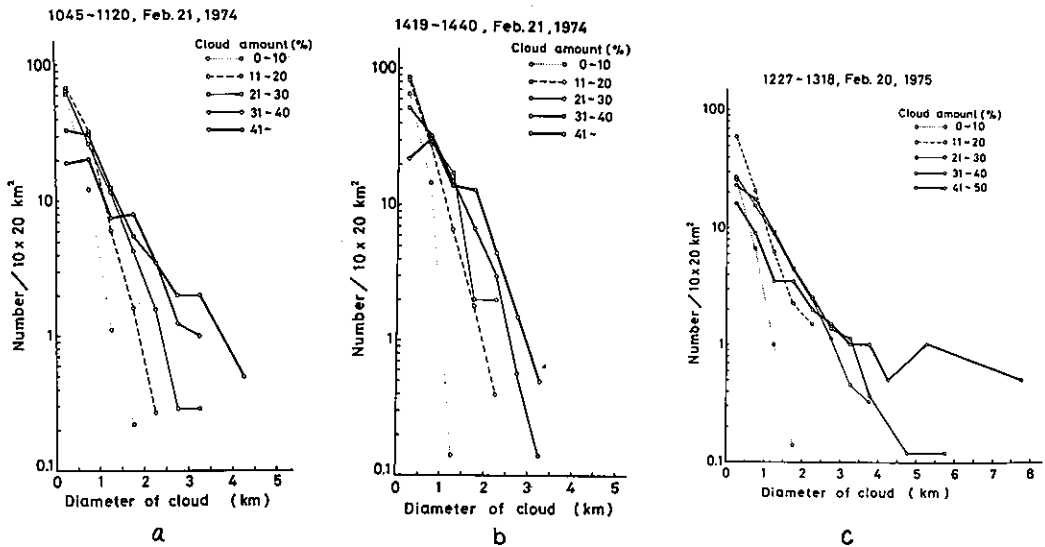


図-2 各フライト毎の積雲のサイズ分布

かる。1つの雲が1つの対流セルに対応すると考えると、図-3から次の様なことが推測される。対流活動が不活発な時は、凝結高度に達していないセルが多く、雲として見られるセルの数は少なく、また水平方向の発達も弱い為、直径も小さい。対流が活発になると、殆んどセルが凝結高度以上に達して雲の数が即ちセルの数と考えられる。更に対流が活発になると、セル同士の相互作用が生じ、大きなセルが小さなセルを食って成長し雲の数は減るが雲量としては増加するものと考えられる。

対流層の深さとセルの大きさの関係を示したのが図-4である。図中の各々の点が1枚の写真に対応する。図-3の考察から、雲量が少ない場合には、雲として現れていないセルもあるため  $L = \sqrt{S/N}$  ( $N$ : 解析領域  $S$  の雲の数) から求めたセルの大きさは、over estimate になり、また、雲量が多い場合にはセル間の相互作用を念んセルの大きさを意味する。そこでセルが雲として出揃い、かつ相互作用の無い状態として雲の数の最大値に着目すれば、図に示した直線が引ける。この図から、対流層が深くなるにつれて、たて長のセルとなることがわかる。この  $H$  と  $(L/H)$  の反比例関係は Agee などの結果と一致している。

【おまけ】 晴天積雲のサイズ分布は、片対数で表わすとほぼ直線的分布を示し、雲量が多くなると傾きが小さくなる傾向にある。雲の数があがる雲量の時に最大値を持つことが見出され、それは1つの雲が1つのセルに対応するものとするれば、対流の活発さから説明される。その最大値に着目して、セルの寸法を考えた時、セルは対流層が深くなるにつれて、たて長のセルとなり、 $L/H$  は  $H = 500$  m で  $2$ 、 $H = 3000$  m で  $0.6$  程度の値である。

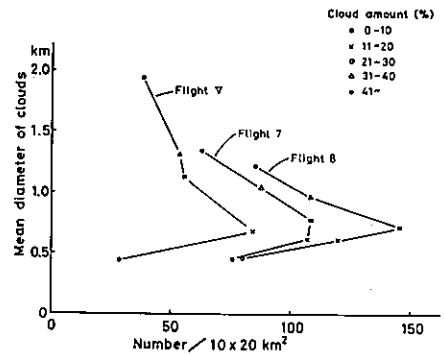


図-3 雲の数と平均直径

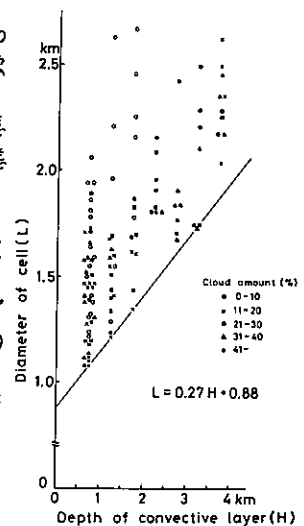


図-4 対流層の深さとセルの直径

夏季の南極点におけるダイヤモンド・ダスト

南地 勝弘 (北沢理字部)

1. はじめに:

従来までの自然氷晶の観測は Ice Fog をはじめ、航空機による観測や積雪の観測等いくつかあるが、これらの多くはその場観測といおうが、時間的に氷晶の空間密度、結晶形、成長様式の変化等を論じたものはさう多くはない。1975年1月上旬から2月上旬にかけて、Amundsen-Scott 南極点基地で氷晶、雪結晶の観測を遂行したが、特に1月29日の朝は快晴のちとで、 $22^\circ$  halo や  $46^\circ$  halo が見え、長時間にわたって細氷が観測されたのでその結果を報告する。

2. 観測、解析方法およびその結果:

観測は偏光顕微鏡と0.5% レプリカ液法により、5~15分間隔で行われたが解析ではレプリカ法によるデータののみを使用した。2.5cm×7.5cm のスライドガラス上に捕捉された肉眼で見えない氷晶を通常の顕微鏡のステージの上で1mm間隔で視野1mm幅を精査し、視野内に入つたすべての氷晶を顕微鏡写真に撮影した。一枚のスライドガラス上で数10個から1000個以上の氷晶が捕捉されていた。観測期間中の気温(-35~-37°C)から推定されるような

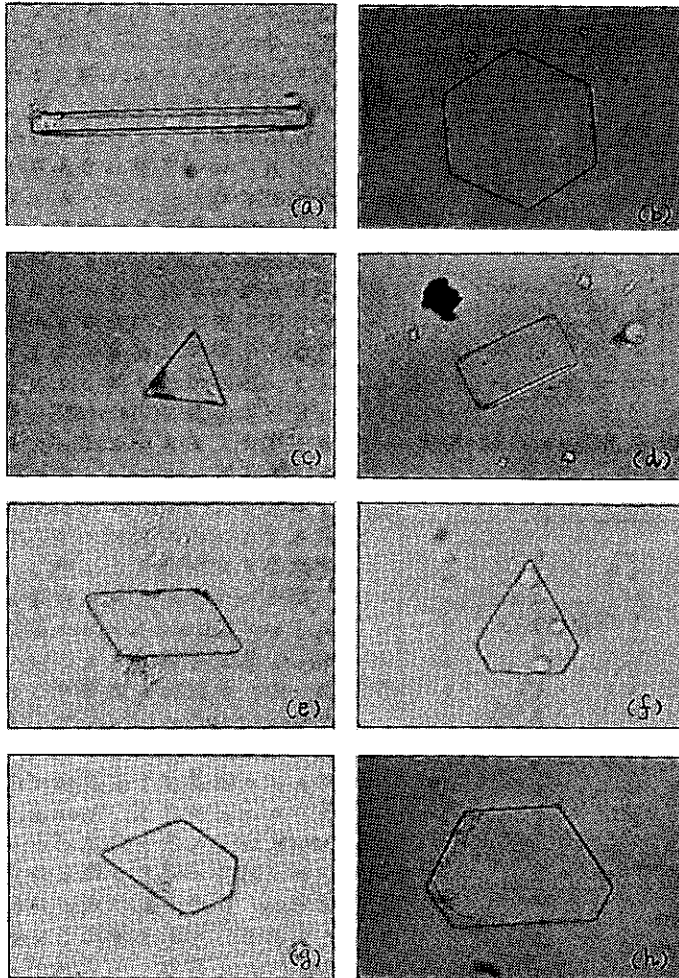


図-1. 観測された種々の氷晶のレプリカ顕微鏡写真。

主な結晶は図-1(a)のような比較的長い角柱で、平均の $\%a$ は2.5~5.5であった。これ等の角柱と共存して図-1(b)~(h)のような三角氷晶や四角形、五角形の氷晶も数多く観測された。図-2は氷晶の空間密度の時間変化を角柱は白ぬき、正視六角板は黒、その他の角板を細線で表わしてある。この図から氷晶の空間密度には2時間程度の変動があり、角柱の増加する場合(例、10時30分)や板状の増加する場合(例、13時45分)がある。特に気温-35~-37°Cで板状結晶が半数以上を占めることがある。15時の空間密度の増加は降雪からの Seeding によるためかもしれない。

各観測時間におけるC軸の長さの変動をみると、最大200 $\mu$ mを超える場合、また100 $\mu$ m程度の場合等かなり変動している。そのため、 $\%a$ の時間変化も5~10以上になった。しかし角柱が卓越している時は平均のC軸も長く、角板の単数は共存する角柱のC軸は短くなる傾向があった。また空間密度の減少の多くが角柱の減少による場合(10時30分→11時30分)はC軸が短くなり、空間密度の増加が2人時角柱の増加による場合(14時00分→



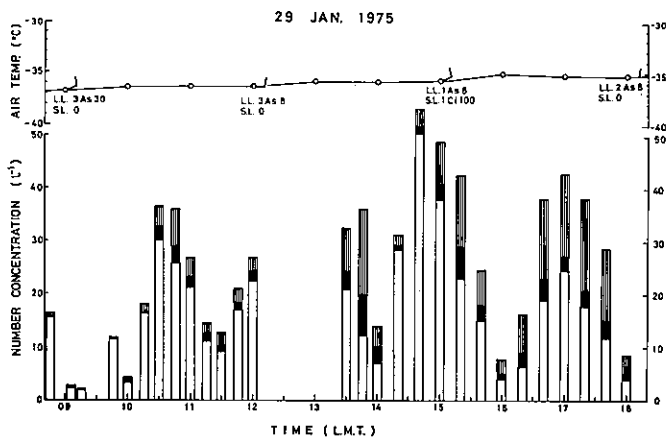


図-2. 氷晶の空間密度の時間変化

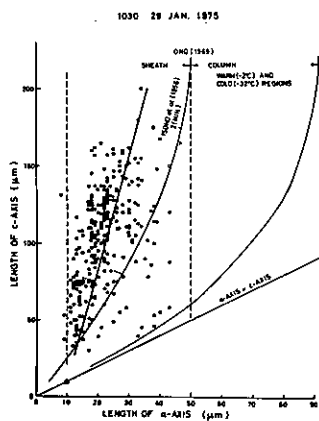


図-3. 氷晶の a, c-軸の関係

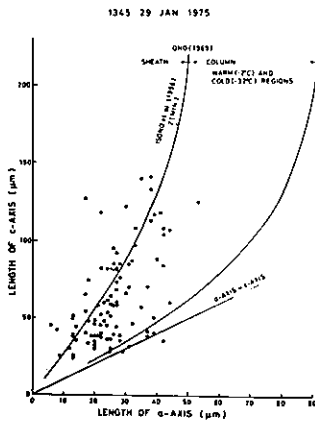


図-4. 氷晶の a, c-軸の関係

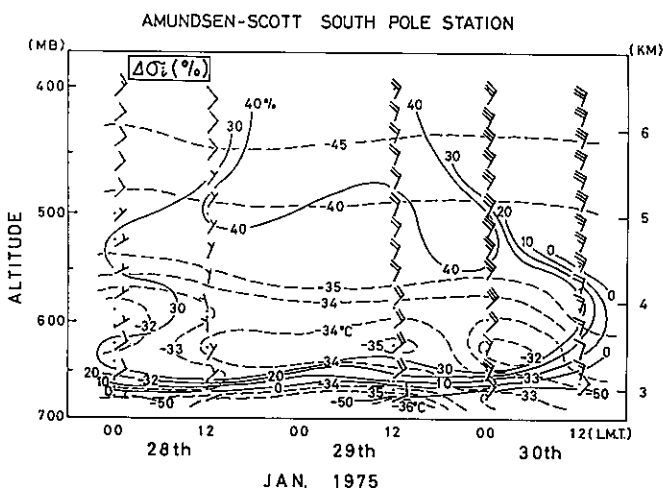


図-5.  $\Delta O_2$  と気温の Prime Cross Section

14時40分はc-軸が長くなる傾向があり、南柱と南極の比がほぼ一律な場合(16時00分→18時00分)はこの傾向は変わらなかつた。一方a-軸とc-軸の関係を空間密度が高くとろんごが南柱の場合(10時30分)(図-3)についてみると、Ono(1969)の Warm, Cold Regions の南柱領域に入るものは少なくとろんごが Sheath の領域であつた。またa-軸に関しては Isono et al.(1956)が野外の Seeding 実験で指摘した  $50\mu\text{m}$  を越えるものはなく、Ono の観測に比してはむしろa-軸が短かかつた。空間密度が高く羊数以上が南極の場合(13時45分)(図-4)はむしろ Ono の結果に近いものが現われてくるがそれでもa-軸が  $50\mu\text{m}$  を越えるものはとろんごなかつた。

観測期間中の気温は  $-35\sim-37^\circ\text{C}$  であつたが実際には南柱と南極が共存したので、氷に対する過飽和度 ( $\Delta O_2$ ) と気温の Prime Cross Section をとつた(図-5)。図から明らかになるように1月29日12時をばさむ24時間は  $\Delta O_2$ , 気温とも非常に成層を帯びており、継続時間の長いことから全ての結晶は  $-34\sim-37^\circ\text{C}$  の層内で生成、成長したものであることは疑いがない。このような温度条件で南極状結晶が卓越するとは今後どのように解釈するが問題として残る。

図-5 のように大気は成層であるので Diffusion による氷晶の Growth Rate を計算した。650 mb,  $-35^\circ\text{C}$ , 水飽和を仮定すると、 $dm/dt = 6.0 \times 10^{-4} \mu\text{g} \cdot \text{sec}^{-1}$  となり、これを a, c-軸で表わすと(図-3), とろんごの結晶が2分前後で成長したことになる。Isono et al.(1956)に比して多少結晶が小さいが、独筆の場合は既に直径数  $10\mu\text{m}$  の過冷却水滴が存在しており、それが凍結した後 Diffusion で成長したためであろう。

短波気象雑音による短期・局地気象予測について

淡利英吉 (東海大学札幌校舎)

1. まえがき 天気に関連して、雨、雪、乱流などの大気現象が電磁波の放射をきたすことは、たとえば雷空電の形で古くから知られ、無線通信を妨害するものとして毛嫌われていた。しかし、遂にこれが天気の現象を示すもの、また移動して来るべき将来天気の前触れを示す情報となること、およびそれが経験的に知られていた事である、そして電子工学技術がこれを可能とし、またオペレーショナルな予測論が有効なるべき理論的体系化をなし得るに至るまで、開拓されることを待つていた研究課題であるといえよう。現在、“局地・短期予測”というごく限定された範囲に目標を絞って、データ収集と予測技術開発実験を行なつてゐるが、気象物理面—特に気象電磁気学的側面において多くの興味ある研究テーマがあることも見出し得てゐる。

2. 気象雑音の発生と伝搬 気象雑音は幅が  $\mu\text{S} \sim 100 \mu\text{S}$  のオーダのインパルス時系列で、気象条件に応じてその時系列としての様相に特徴がある。

- (1) 降水塊中の雷放電 雲中および雲と大地間の雷に伴つて発生し放射される雑音が“空電”と称され、古くから知られてゐる。幅が数  $\mu\text{S}$  から  $1 \text{ms}$  程度までの単発もしくは不規則に連続するインパルス時系列として観測される。
- (2) 降水粒子の荷電擾乱および放電 降水粒子は雲の中で上昇・下降気流により移送されて行く間に荷電し、粒子の接触・衝突や分裂に際して生ずる電荷の結合によつて、空間において局部的な電界の急変、ないしは放電を生じ、その時の電磁エネルギーの一部が電波となつて放射される。これは粒子1個のオーダでは微小だが、降水域全体としてまじまじと大きなエネルギー波となる。ただし、これは長波帯から超短波帯に至るまで広く分散するので、ある周波数帯で区切つて検出すると、電界強度は  $\mu\text{V/m}$  のオーダのものとして観測される。受信検波出力についてみると、次のような型の型に分かれる。

- a. 乱塊的な複数個のインパルスの不規則な時系列
- b. 降水状態に関連する、時間的なある平均発生強度を中心として、不規則に連続するインパルスの時系列
- (3) 導電性構造物からの放電 送・配電線、テレビアンテナ、避雷針、樹木、あるいは大地など、雲に関連して生ずる大きな空中電界によつて放電が起き、これにより雑音波が放射される。一般に雨雲とそうでない雲とでは、これが来たすべき空中電界強度が異なり、これに呼応して放電の強さや発生時間間隔に差が生ずる。たとえば、晴天無風時には繰返し時間間隔の長い単サイクルの波が、また雨天の前触れとしては、高エネルギー放電に代つていくことを証する複サイクルの波を観測する事例が多い。
- (4) その他 その成因について興味を持たれる特殊な波を  $20 \sim 30 \text{MHz}$  にて検知し得る。目下のところは、乱流の活動にともなうものと推測される。

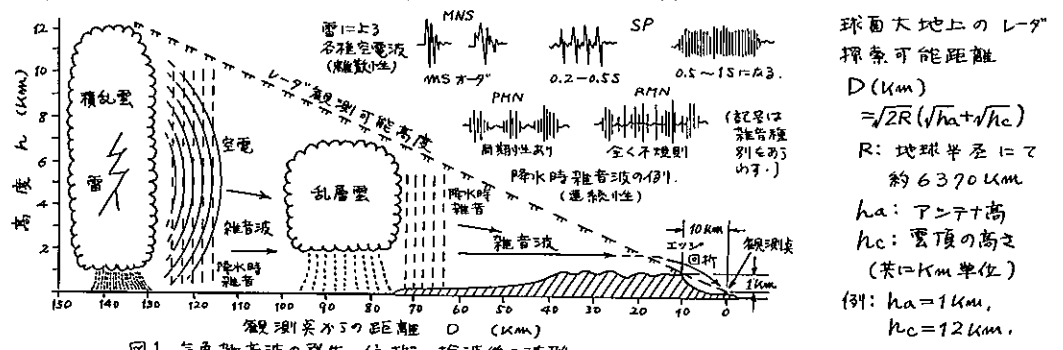


図1. 気象雑音波の発生、伝搬、検波後の波形。  
 図1に雑音波の発生と伝搬、受信検波後の波形の例を、また図の右にレーダ探査可能距離算定に関するコメントをのべてある。雷による空電波は円筒波あるいは球面波伝搬を、

球面大地上のレーダ探査可能距離  
 $D(\text{km}) = \sqrt{2R(\sqrt{h_a^2 + h_c^2})}$   
 $R$ : 地球半径にて約  $6370 \text{ km}$   
 $h_a$ : アンテナ高さ  
 $h_c$ : 雲頂の高さ (単位:  $\text{km}$ )  
 例:  $h_a = 1 \text{ km}$ ,  $h_c = 12 \text{ km}$ ,  $D \approx 503 \text{ km}$

また降水時雑音波は平面波化散を擬すること不出来る。更に、長・中波放射成分は地上波位相、短波放射成分は地上波と電離層位相波が混在し、時間によつて兩者の占有比率が異なる。なお、図1に示す如く、レーダ波に対して影となるような領域がすでに、回折位相によつて短波以下の雑音波の到来を得る。雑音波の種類については、これまで観測にて十数種のタイプを識別し得ている。図1には降雨時に必ず見られる特徴的なものを例示しておいた。このような雑波出力雑音波の様相は、気象条件に応じてさまざな"声紋"と称するべきものを示す。晴天時より雨天時に"声紋パターン"の他者領域シェアが拡がる。

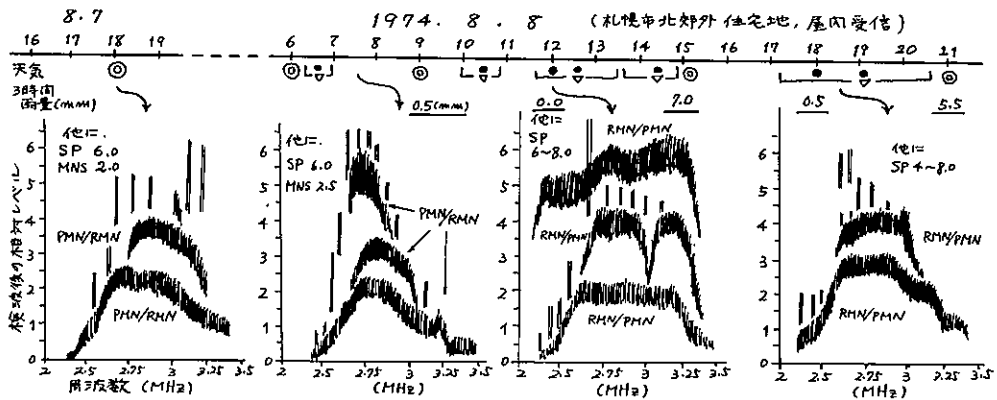


図2. 気象推移と雑音波受信状況 (雑音種別は図1参照)

図2は天気推移によつてなす雑音波受信状況例を示す。札幌市北郊外で現在進行中の実験では、雑音受信強度、位相特性、通信波との競合による受信識別の難易から、 $2\sim3.5$ 、 $30\text{MHz}$ を選んでは、雑音波の走査受信を行なつてゐる。

3. 雑音観測による気象予測技術 一般に天気は西から東に移動するといわれてゐる。したがつて西側の天気の変化指標として、到来する雑音波を識別し、その様相から、来たべき天気を予測する。このとき、数百kmの経路に沿う天気状況に依する雑音波の種類と組成一時系列としてのパターンから天気の動向を、また強度から天気の程度や出現時間を推定できる。現在見込みうる予測可能気象は次のとおりである。

- (1) 降雨雲の到来。 (現在よく予測できてゐる。)
- (2) 雨か雪かの区別。 (更にデータ収集を要す。)
- (3) 地雨か局地的な"しゅう雨"かの区別。 (現在よく予測できてゐる。)
- (4) 雷雨の到来、雷の程度。 ( " " )
- (5) おおよその降水強度、降水量。 (かなりの確度で可能。)
- (6) おおよその降雨雲到来時刻。 (降り止み時刻の予測はむづかしい。)
- (7) 晴・雲の区別、雲高、雲量。 (可能。)
- (8) 風塵雑音を介し風の強さを知り得る。 ( " )
- (9) 天気の転回点の到来。 (定性的だが可能である。)
- (10) 周辺地域の天気の混合状態。 (判断に熟練を要するが可能。)
- (11) 特定の遠隔地の特別な気象。 (見込みあり、データ集積を要す。)
- (12) その季節あるいは年の気象傾向。 ( " " )

雑音の分析は指示計器による計測、オシロスコープによる波形観測、音響についての官能検査の3種を併用し、数十秒の操作で結論を得てゐる。

4. おまけ 現在の実験では音感による雑音種類識別のような官能検査に負う度が高いが、将来、設備の充実を得れば、より高度の計測器利用分析技術を開発し得る。たとへば雑音出力のスペクトル分析、波高値計測、インパルス計測などを組み合せ、多重相関予測手法と結合して、3章でのべた(1)~(12)号の各予測項目の遂行に寄与することを期待される。しかしながら、雑音波利用は新技術ではあるが万能なものでなく、従来の各種の気象予測技術と補完的ないし協力的なものであることを強調しておきたい。なお、今後相当長期間にわたって、多くの研究課題を榮培できることが見込まれてゐる。



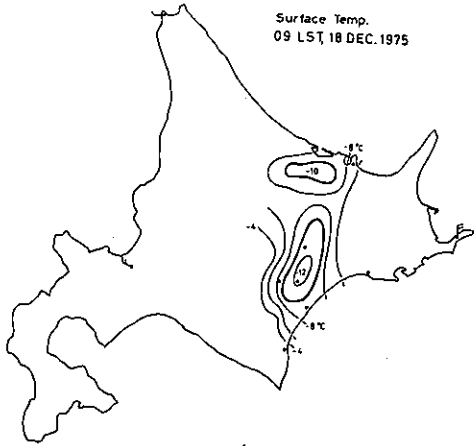


Fig 1

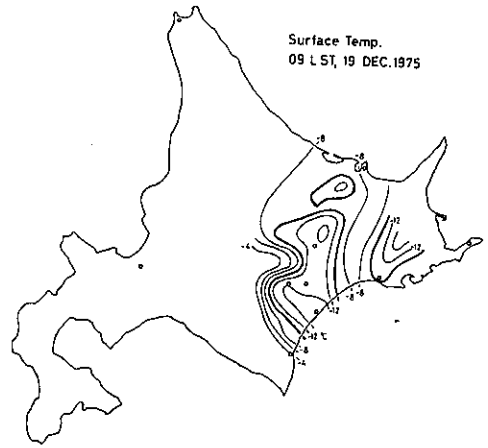


Fig 2

21日、22日、気温の海岸線  
 に沿って分布は、前日と比べて高  
 くなった。因ら、Bandが出現し  
 た。18日、地表面天気図を、特に北海  
 道に沿って見ると、右側に冷たい  
 気圧傾度がある。北海道  
 は、弱い風が吹く内陸高が認めら  
 れる。因ら、冷たい風が吹く。19日、  
 内陸高は、弱くなった。シ  
 ン、傾向、出現した内陸高となり、  
 シン、冷たい風が吹く。他例  
 のようにも同じである。

Surface Chart 09 LST, 18 DEC. 1975

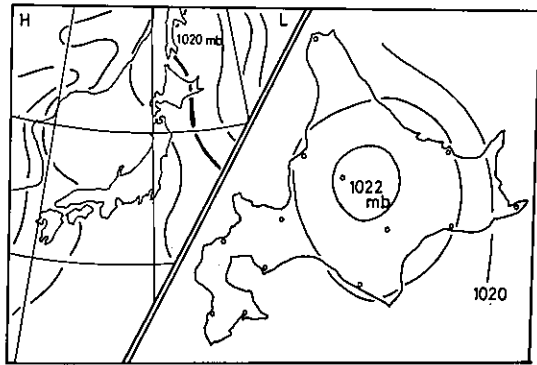


Fig 3

3. 十勝地方の放射冷却下で、  
 冷たい寒気が、川に沿って、密着状  
 の様子を、非常に、くっきりと現  
 出する。川口より、海上へ流  
 出する。海上へ寒気は、馬鹿に足  
 りなす様なBand状の雲を呈し、  
 下層に、内陸高の気圧傾度  
 環境がある。Bandが出現し、  
 代表する。意味、距離的、  
 雲が、思われる。100 mb以下、  
 950 mb以下、気温、湿度、  
 風が、出現した。950 mb以下、  
 非常に弱く、次の日の  
 午後、風が吹く。この、  
 川口から流れた寒気が、  
 シン、傾向は、この、  
 方面に、若くは、

北海道の集中豪雨について

武田 栄一 (北大・理)  
 菊地 勝弘 (北大・理)

〔序〕過去9年間(1965~1973)にわたる日降水量のデータをもとに、北海道の降雨特性について、局地的豪雨・大雨の面から解析した結果と、1972年道北、上音威子狩に生じた集中豪雨について報告する。

〔統計的調査〕過去9年間の平均降雨量を全道に分布する気象官署・農業気象観測所の日降水量データをもとに求め、地理的分布をFig.1に示す。降雨量は、道南・道東、特にオロフレム系南東斜面・日高山系の南東斜面に着るしく偏在する事がわかる。局地的豪雨であるか、集中豪雨であるか、そして大雨であるかどうかという点に関しては、主観の入る点である。ここでは、単位時間の絶対量に注目し、90mm/day以上の降雨があった日も大雨の日とし、その頻度をFig.1にOverlapさせてある。照振の森野の21回と最大に、前述の平均降雨量が多い地域に偏在する態がある。試みに、縦軸に平均降雨量、横軸に大雨の頻度をとると(Fig.2)、二者の間には正の相関がみられ、確かに平均降雨量大なる地域は、大雨が多い様である。ここで、90mm/day以上の大雨の降雨量に対する全降雨量の割合を考慮し、横軸に、平均降雨量を縦軸にとって(Fig.3)二者の関係をみると、やはり顕著な正の相関がある。要するに、大雨、平均降雨量の地理的分布には、年スケールでの着るしい偏在がみられ、平均降雨量を増加させている因子は、降雨日数ではなく大雨の頻度である事、又これらの地域が、太平洋岸の南北に走る山系の南東斜面に存在し、地形と豪雨の関係互うかがわせる事がわかった。

〔Case Study〕1972年7月7日~8日にかけて、道北、上音威子狩を中心に集中豪雨が起った。この道北地区は、大雨の頻度、平均降雨量も高い値を示さず、今回の豪雨は、非常に特異な現象と言えよう。この1972年7月は、全国的に集中豪雨が多かった年で、神奈川等その態は、「ゲリラ豪雨」の異名もときにふさわしかった。初期には、低気圧に吹き込む形で形成された湿舌が、後半には、南下した梅雨前線の影響によるところが大規模で、降雨群の遺跡(丸山前線94.5)、東北日本の水収支解析(杖山、5)と、解析があるが、北海道に関しては、まだ未解析の様である。

〔総観場〕Fig.4に今回の豪雨の日降水量を観測点と掲げる。明らかに空間的な集中性がみられる。この豪雨は、中国東北部より東進してきた低気圧に伴う寒冷前線の通過の際に起っている。下層の状況を850mb面の等混合比線(13g/kg)の軸で示す(Fig.5)。7日09時より東北地方に停滞していた等値線は、7日21時にかけて大きく北進に入り込んでいる様子が明らかである。北海道の下層大気は、この様に非常に湿った状態にあった。又、上層には、低気圧の寒冷前線後面に、非常に寒冷な大気が侵入してきており、ここに2つの性質の異なる温度移流が起り、そのため大気は、非常に不安定な状態にあった。札幌でのStability Indexの時間変化をみると、7日09時にかけて大気は不安定な状態にあり、7日21時にかけ、それが解消されている状態がよくわかる。

〔メソ場〕

豪雨は、7日12時から始まり、22時には、ほぼ終っている。1時間雨量の分布図(Fig.6)をみると、強い降雨をもたらすcell状のものは、西部初山列より2時間の周期をもって北東方に移動してゆく様子が明らかである。降雨が、この地域だけに限られる事東から、rain bandが形成されていくと考えられる。雨量強度の時間変化をみるため次式で定義される $dR$ を用いる。 $dR = 2R - R(t+\Delta t) + R(t-\Delta t)$ で $dR > 0$ は、前後の時間より相対的に強い雨が降っていた事を示すもので、Fig.7に初山列から北見枝幸までの時間断面を示した。ハツケ(Fig.7)した分布が、 $dR > 0$ の部分で、強雨域が初山列から2時間周期で東進していた事がわかる。又、羽幌、美浜、意別の地上風のデータを利用して収束量を計算したものと上音威子狩の降雨量の比較をFig.8に示す。地上の収束は、周期的に繰り返しており、上音威子狩の降雨量との良好な対応がみられた。又、日原溝からは、横乱雲や雷鳴が観測されている事と考えると、今回の豪雨機構は次の様に考えられる。初山列西方海上でできた積層が、上層の風によって東進し、下層の収束によって皆の高い横乱雲に発達し、豪雨をもたらしたものと考えられる。

図. Fig.1~ Fig.8.

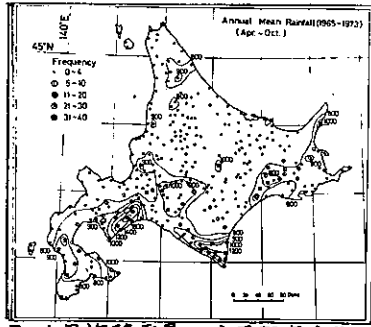


Fig.1 平均降雨量と大雨頻度分布

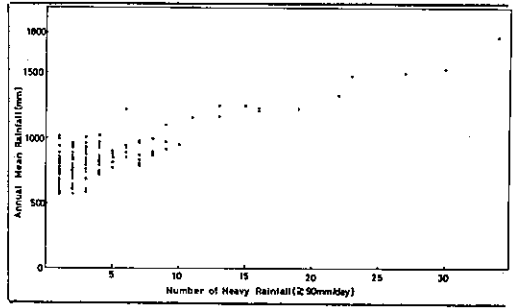


Fig.2. 平均降雨量と大雨の相関

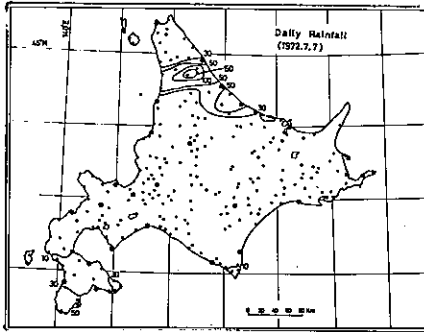


Fig.4. 1972年7月7日の日降雨量と観測点.

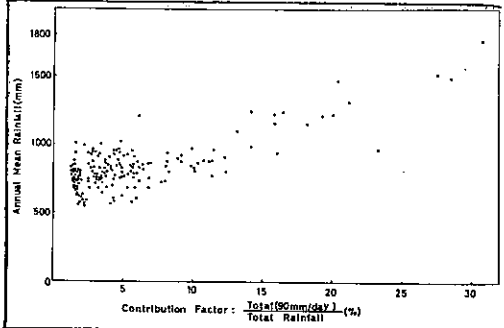


Fig.3 平均降雨量と割合率の相関

Fig.5  
混合比等値線  
(13g/kg)の軌走.  
850mb面

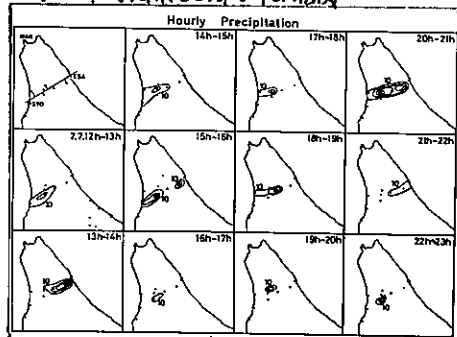
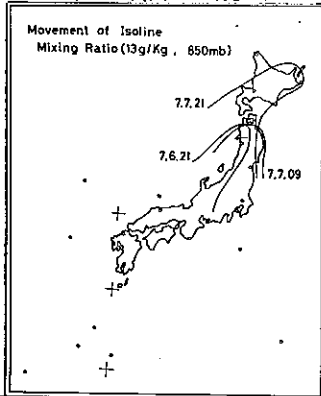


Fig.6. 1972年7月7日12時~23時の時間雨量分布図

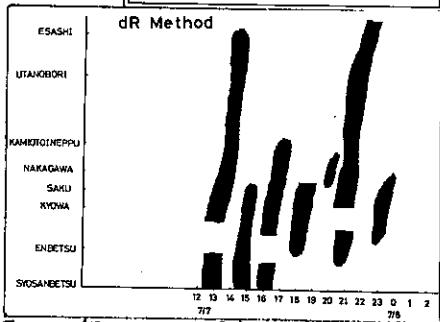


Fig.7 dr>0の時間断面

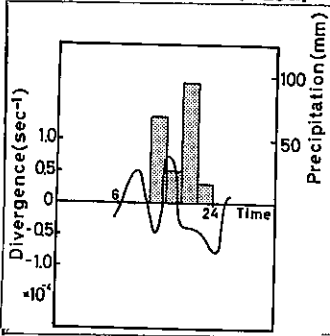


Fig.8 収束量と降雨量の時間変化

# 昇華状態の氷表面の電気的性質

西村 寛  
前野 紀一 (北大 低温研)

〔序〕 前報(西村・前野:1976:雪と氷の表面の電気的性質。本誌)で、著者たちは単結晶と雪結晶の直流電気伝導度の測定結果も報告した。ところで、自然界の氷の多くは昇華蒸発の状態にあるから、昇華蒸発しつつある氷表面は詳しく調べておくことが必要である。昇華しつつある氷表面の電気的性質は、そうでない氷表面に比べて大きく異なるということが Jaccard (1967), Maeno (1973) によって知られている。しかし、この現象の詳細な研究は行われていず、温度依存性についても不明である。ここでは、昇華蒸発しつつある氷の表面の電気的性質も調べた結果を報告する。

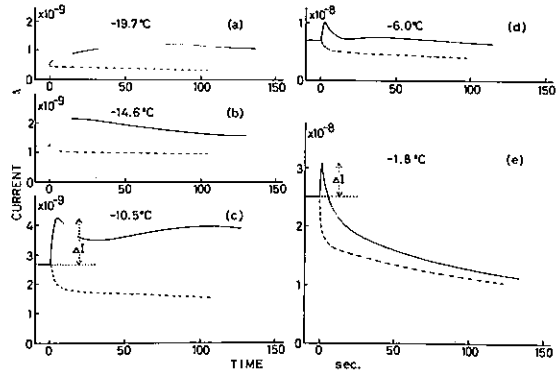


図1

〔測定方法〕 実験に使用した試料と装置は、前報と全く同じである。前報図1の空間圧を減圧することによって、測定表面を昇華蒸発させた。空間圧に比べて十分大きな容積をもつ耐圧フラスコを空間圧と真空ポンプの向におき、耐圧フラスコの中の圧力をピラニ真空計で測定し、同時に記録計で記録した。氷表面に定常な直流電流が流れている時、氷表面上の空間圧を突然減圧し、表面電流の変化を測定した。耐圧フラスコの圧力は15mmHgで一定に保たれ、試料表面は氷の基底面(0001)面を使用した。

〔測定結果〕 図1の実線は氷表面上の空気を突然減圧した時の表面電流の時向変化を示したものである。変化の様子は温度によって異なり、比較的低温ではゆるやかな電流増加が現れ、温度上昇と共に電流増加の立ち上がりが急速になって、融点付近で顕著なピークが見られた。このような電流増加の最大値  $\Delta I$  を絶対温度の逆数(1/T)に対して目盛ったものが図2である。温度上昇と共に電流増加  $\Delta I$  は増加するが、約-9°Cを境として温度依存性が異なっている。それぞれの温度領域では直線関係にあり  $\Delta I = C e^{-\frac{F}{RT}}$  と表

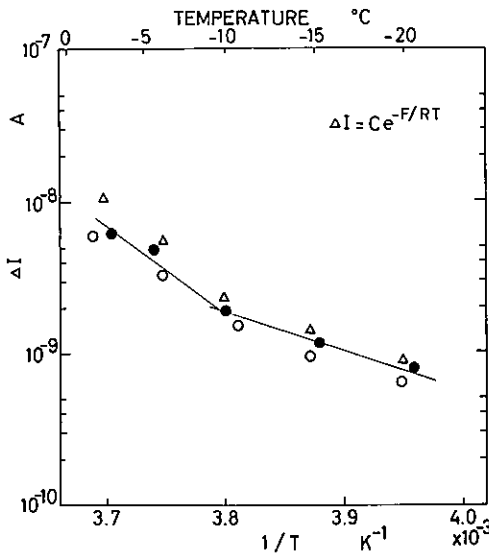


図2

れる。ここでFは昇華による電流変化 $\Delta I$ を引き起こすのに必要なみかけの活性化エネルギーで、約-9°Cより低い温度領域ではF=11.6kcal/mol、約-9°Cより高い温度領域ではF=26.0kcal/molであった。Rは気体定数、Cは定数である。

昇華が進行している氷表面では、昇華の潜熱が奪われるために氷表面付近の温度が減少する。この様子を調べるために、氷の表面および一定の深さに直径0.1mmの銅-コンスタンタン熱電対を埋めこみ、減圧時の温度変



化を測定した。図3はその一例であり、表面と深さ3.7mmの位置の温度変化を示している。減圧開始と共に氷表面の温度は急速に減少し、約10秒以後はゆっくりと減少する。真空ポンプによる減圧開始10秒後の温度減少量 $\Delta T$ を減圧前の絶対温度の逆数に対して目盛ったものが図4である。温度上昇と共に表面温度減少量 $\Delta T$ は増加する。氷表面の温度は減少するのであるから、この時の表面電流増加は単なる温度効果で説明できない。図1の破線は実測された表面温度減少によって表面電流が変化すると考え、前報図3の結果を使って計算した電流の値である。

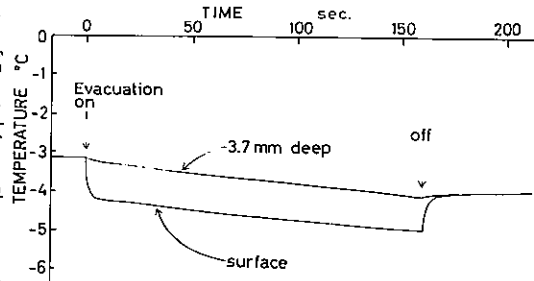


図3

そこで昇華速度を表面温度減少 $\Delta T$ から見積った。氷の表面水昇華蒸発によって一定の速さで潜熱を奪われると考えると表面の温度減少は、 $\Delta T = \frac{2f}{K} \left( \frac{\chi \tau}{\pi} \right)^{1/2}$  と表される (Cars-

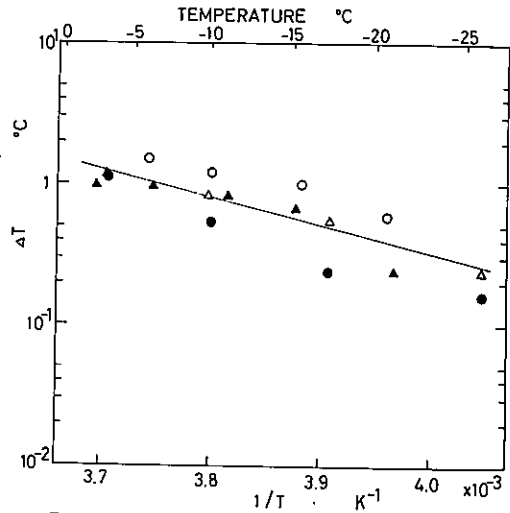


図4

law and Jaeger, 1959 : Conduction of Heat in Solids)。ここで $f$ は氷表面から内部へ向かう熱流束、 $\tau$ は減圧を始めてからの時間、 $K$ は氷の熱伝導率、 $\chi$ は氷の熱拡散率である。したがって昇華速度 $J$ は昇華の潜熱を $L$ とすると $J = \frac{f}{L} = \frac{K \Delta T}{2L} \left( \frac{\pi}{\chi \tau} \right)^{1/2}$

である。図5は $\tau = 10$ 秒として昇華速度 $J$ を求め絶対温度の逆数( $1/T$ )に対して目盛ったものである。 $\Delta T$ を引き起こす時の昇華速度 $J$ は温度上昇と共に直線的に増加し、この温度依存性には電流増加量 $\Delta I$ や表面直流電気伝導度 $\sigma_s$ のような融点付近での変化が現れなかった。図5の直線関係から、昇華速度 $J$ は $J = B e^{-H/RT}$  と表される。 $H$ は昇華の活性化

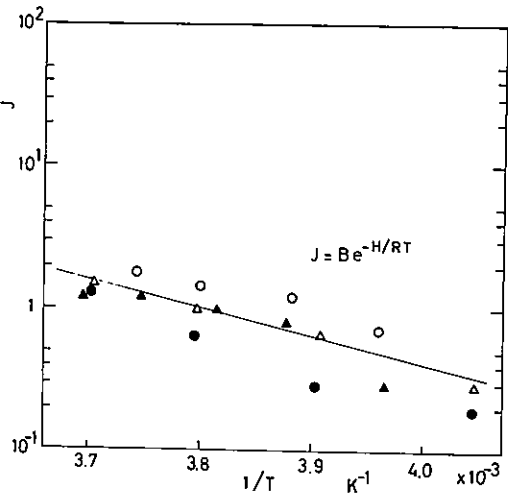


図5

化エネルギーで、 $H = 8.3 \text{ kcal/mol}$ であった。この値はDavy and Somorjai (1971)の予想する融点付近での値に近い。

昇華は氷の表面付近の氷分子間の結合を破壊し、電荷の運び手である $\text{H}_3\text{O}^+$ イオンを生成するものと考えれば、 $\Delta T$ を引き起こす時の活性化エネルギー $F$ の物理的意味は、このイオンを生成し移動させるのに必要なエネルギーである。約 $-9^\circ\text{C}$ より低い温度領域で $F$ の値は昇華の活性化エネルギー $H$ に近い値であるが、約 $-9^\circ\text{C}$ より高い温度領域で $F$ は $H$ と全く異なった値を示している。すなわち、低い温度領域では電流増加と昇華の機構は見掛け上似ているが、高い温度領域では全く異なっている。このことは前報の表面直流電気伝導度で見られた約 $-5^\circ\text{C}$ を境とした高温領域での急激な変化と共通したものであり、融点付近での擬似液体層の存在を裏づけるものと考えられる。

# 雪雲の電荷観測

坂本洋和 遠藤辰雄 谷口恭 孫野長治  
(北大理学部)

雪粒、降水粒子の帯電機構に関して未だ諸説入り乱れて [Mason (1972), Magono (1974) Vonnegut, Moore et al (1962), etc] 統一した見解に達していない。その主たる原因のひとつには実際の雲内の観測があまりに乏しいこととあげられる。今までの議論は Simpson, Scrase (1937) のアルチエレクトログラフや高橋 (1975) の電荷ゾンデ等ごく少数を除いてほとんどが地上での観測結果を基にしている。そのため重要された諸物理量を解析しきれない。我々はこの点を考慮してまだ測定例のない雪雲の雪粒、降水粒子の垂直電荷分布をゾンデを用いて観測した。

## 《観測》

外觀概略を Fig. 1 に示す。センサー部はファラデーケージの応用であり電気に電荷が貯溜しないように、又信号が約一秒の時間定数でパルス状波形を生ずるよう  $2 \times 10^9 \Omega$  のシメント抵抗を入れている。信号は Fig. 2 で示す増中回路で測定範囲約  $10^{-2} \sim 10^1$  esu が約 0.05 V ~ 5 V 程に増中され更に低周波 20 ~ 200 Hz に変換され 1680 MHz のゾンデ搬送波を変調する。検定はシールドされた注射器から落下する水滴に電圧をかけた行、た。湿度依存性は検定のバラツキ内に収まる。受信機は明星電気製の RD-56 パラボラ自動追跡型を用いた。

## 《観測》

1974年2,3月, 1975年12月~1976年1,2,3月の期間, 北大理学部の建物の屋上と石狩町で観測を行い合計17個のゾンデを飛揚した。地上同時観測は電場, 降水電荷, 降水の種類を観測を行った。他に札幌管区気象台の高層データも使用させていただいた。

## 《結果》

Fig. 4 はゾンデデータと地上観測データをまとめて表わしたもので電氣的に活発でないものの例である。上段はゾンデデータを縦軸高度, 横軸高度差 100m 毎の電荷総量とその個数を示す。大き。ばに電荷の量と個数は正相関で強く帯電した粒子は数が少ない。中段は地上での降水電荷を示す。表わし方は上段と同じであるが値は1分間毎の総量, 個数を表わす。下段は地上での電場を示す。中段と時間軸は同じで降水電荷と電場の符号の逆相

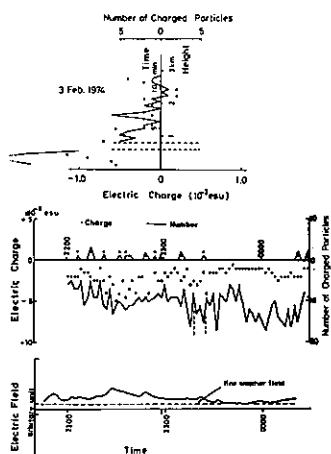


Fig. 3

関関係はよく成立っている。夫印はゾンデの飛揚時刻を示す。Fig. 3 の場合層雲状の雪雲と思われゾンデデータの下層部と地上測定値はよい一致を示す。一方 Fig. 4 は単独の積雲と思われゾンデと地上との値は飛揚直後のほんの短い間だけ一致しない。又電場との関係を見ても、水平分布は推定ではあるが、降水粒子、雪粒のもつ電荷のみで地上電場が決定されているとは言い難い。Fig. 5 は電氣的に活発な雲の例である。ゾンデデータは個数は省略し電荷の値は捕捉率 1 と仮定して 100m の高度差でゾンデがスキャンする空間体積で割り当てて表した。地上電荷は生のデータを

書きうつした。飛揚の時刻に地上では正の電荷をもったあ

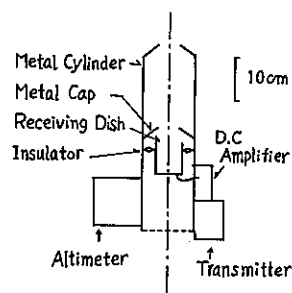


Fig. 1 Charge Sonde

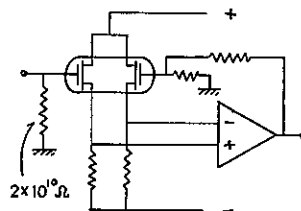


Fig. 2 Electric Circuit

られが教しく降っていた。電場の変化は教しくいわゆるツェーパターンを示している。この場合も電荷と電場の逆相関は成立っている。雲内の電荷分布は雲底附近の強い負の領域とその上の強い正の領域にはっきり分かれている。電場の変化と合わせ考えるとこれは Magono, Oriyasa (1966) の説を支持するようにみえる。

《まとめと議論》

解析された10例を Fig. 6 にまとめを示す。凡例の中でネフとは Fig. 3 の高度 1.4 km 附近のように電荷も個数もその上下に比べ急激に少なくなっている特異な位置をいう。又地上に示した数字は地上気温(°C)である。図から言えることは電気的に活性でない雪雲は垂直に単極か弱い双極構造をもち、活性な雪雲は強い双極か三極かそれ以上の構造をもつということである。符号に関しては対称的ではないが正負いずれの場合もある。Fig. 6 から雪雲の垂直電荷分布の大きさ、偏りなモデルを試み示したのが Fig. 7 である。雪雲が力学的にも電気的にも活発なわけが成れば活発化の初期の段階ではイオン等共振が初め Vonneget, Moore の説に近い過程が進んでいるように思われる。これは前ページで述べたように降水雲粒の持つ電荷が地上電場を次めるとする時、電気的に活発でない雪雲の方がそのずれが大きくなることによる。雪雲が活発化してくるとネフの位置、おおよそ -10°C のレベルに近い所で物理過程のあるものが電荷分布を促進させて大きな電荷発生を起すものと思われる。雲が活発化して三極性になるには少なくとも2つの、反対の極性に電荷分離するような帯電機構が時間的に交互に作用するが、成程空間的に異なる高度で作用するかなければならない。今のところ、一般の雷雲のモデルと比較してみると、成程温度層で切った低層領域がそのまゝ雪雲の電荷分布に与えるよう単純化はできそうにない。逆に言うならば実際の雪雲は今までのいわれて来たような簡単なモデルでは表わし得ないものと複雑な多極構造を持つ、としているのではないかと推測される。

降水粒子、雲粒の帯電機構をより正確に知るために、実際の雲内の観測は更に電場、イオン濃度等の測定を、水平的にも同時にデータを得るといような困難な観測を実施する必要があるといえよう。

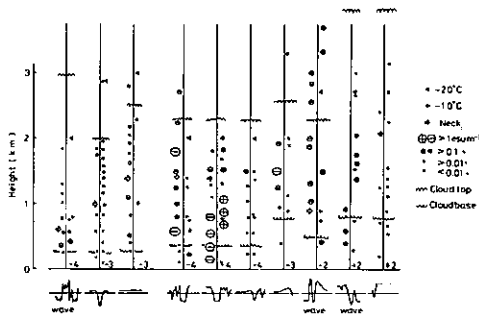


Fig. 6

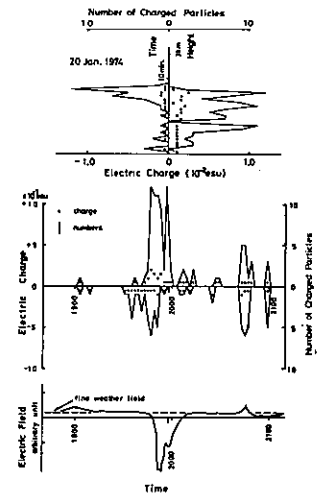


Fig. 4

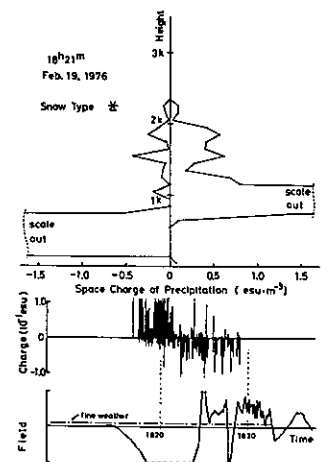


Fig. 5

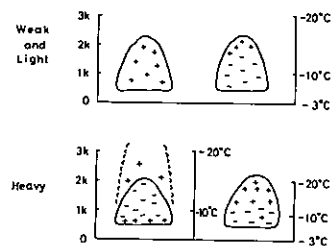


Fig. 7 Electric Model of Snow Cloud

# 大気中のエアロゾルの挙動の大気電氣的観測

織笠 桂太郎 片山 誠 (室蘭工業大学)

1. はしがき 大気中のエアロゾル濃度変化の実態を知るために、帯電粒子即ちイオンに着目しその大まかな濃度スペクトラムを測定し、エアロゾルの発生、消滅又は大気電気学とも関連する非常に興味ある現象が得られた。

2. 測定 測定点は、汚染地域の代表として室蘭工業大学構内、清浄な環境としてニセコ山麓にある室蘭工業大学大気電気研究施設のニセコ前に設けられ、次の要素の同時連続測定を行った。〔 〕内は以下に示す図中の要素の記号と単位である。一気温〔T(c)〕、相対湿度〔R.H.(%)〕、平均風速〔W.V.(m/s)〕、地場電場〔A.E.F.(V/m)〕、エアロゾル濃度〔A(N/cm<sup>3</sup>)〕、大イオン( $k_{ec}=0.09, k_{ed}=0.004$ )濃度〔L(N/cm<sup>3</sup>)〕、中イオン( $k_{ec}=0.09, k_{ed}=0.04$ )濃度〔M(N/cm<sup>3</sup>)〕、小イオン( $k_{ec}=0.6, k_{ed}=0.4$ )濃度〔S(N/cm<sup>3</sup>)〕、極小イオン( $k_{ec}=3.0$ )濃度〔Sc(N/cm<sup>3</sup>)〕、降雨強度〔R.F.I.(mm/h)〕、降雪強度〔S.F.I.(mm/h)〕、雪の結晶形などである。各イオン濃度の測定はGordien Aspiratorを用い、各イオン計の臨界移動度は上記の( )の中に示す値に固定された。大イオンの移動度は多重帯電をもたない粒径範囲に固定され、各イオンは電荷量  $e=1.6020 \times 10^{-19}$  に帯電していると仮定し、イオン計の内部電極で捕えられたイオン電流を振動容量型電位計で測定し、各イオンの濃度を算出した。マクロな現象としてのエアロゾル全体の濃度は米国のガードナー社製のSmall Particle Detectorを用い、粒子の半径  $10^5 \mu m$  以上のエアロゾルについて測定した。

3. 結果とその考察

3.1. 平穏時における測定結果 Fig.1は室工大の正の丸、中、小、極小イオン濃度とエアロゾル濃度の記録を、エアロゾル濃度は、大イオン濃度とは+0.72、極小イオン濃度とは-0.82の著しい相関をもってをり、中、小イオンとこれに次ぐが、小イオンは最も相関性が少い。

3.2. 降水による大気のWash-out効果 Fig.3は室工大の記録を、7日間の降雨時と平穏時のエアロゾル濃度を同じ時間帯で平均し比較したもので、汚染源の影響も考慮して同じ風向について平均した。図から明らかのように降雨

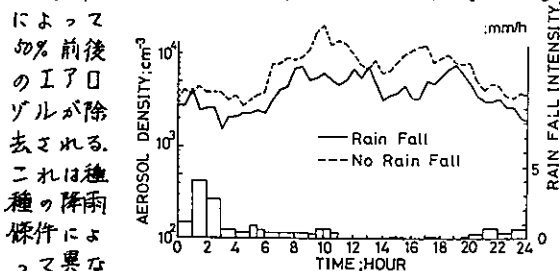


Fig.3. 降雨による大気の清浄効果

によつて約%前後のエアロゾルが除去される。これは種々の降雨条件によつて異なる降雨強度における

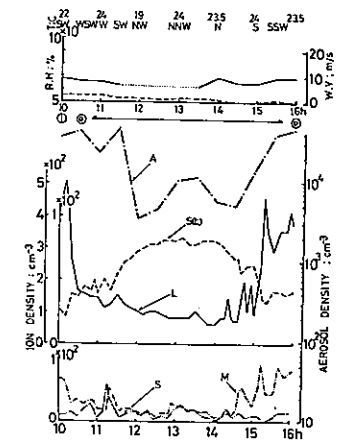


Fig.1 平穏時のイオン、エアロゾル濃度の挙動

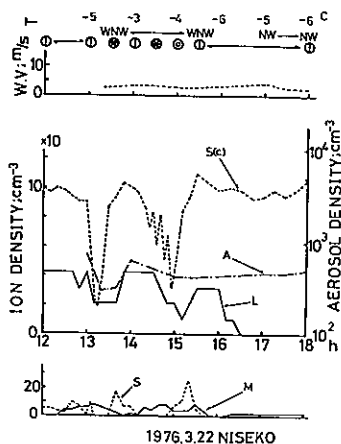


Fig.2. 静かな降雪による典型的な大気の清浄効果

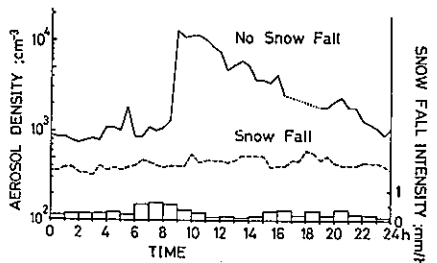


Fig.4. 降雪による大気の清浄効果

穏時の記録は1日しか得られなかったが、個々の他の記録から検討してみると0時から8時までの間は汚染源の影響を受けないので両者の差は確実で、50%以上のエアロゾルが降雪によって除去される。これも種々の降雪の条件によって異なり降雪強度だけではきまらない。室工大でも全く同様の結果が得られている。(支部だより第20号-47-)。

### 3.3. 静かな降雪による典型的な Wash-out 効果

Fig.2はニセゴで一般にボタン雪と呼ばれる大きな雪片が静かに間欠的に降り、大イオンから極小イオンまでのすべてのイオン濃度とエアロゾル濃度が同時に著しく減少した例である。特に極小イオン濃度は降雪前の1/2以下に減少している。他の例(支部だより第18号-42-)では1/10にまで減少している。このような現象は気団の交境だけでは説明できず、降雪によってかなり小さな粒子まで除去されることが大気電氣的に証明できたものと思われる。これは Wash-out 効果の典型的な例と考えられる。

3.4. 降雪に伴う新たなエアロゾルの発生 Fig.5はニセゴの記録で19時30分頃雪片とアラレが混合して降ると同時にエアロゾル濃度は $700\text{cm}^{-3}$ から $4000\text{cm}^{-3}$ に急増し、同時に正負大イオン濃度が著しい増加をみせている。これによって新たなエアロゾルの発生とは大イオン領域のイオンの発生によるものであることはうたがいが無い。

3.5. 地上電場の変化と大イオン濃度の変化のパターン相互の類似性 Fig.7の2時から5時にかけて積乱雲による典型的な電場のパターンが見られるが、これに対応して大イオン濃度変化のパターンも全く同じ型をとり、正負の符号、ピーク時まで一致している。平均風速のパターンをみるとこのあたりで $2\text{m/s}$ 程度に減少しているのが注目される。Fig.6は平均風速 $5\text{m/s} \sim 8\text{m/s}$ でかなり強く、電場は正で著しく大きな変化をみせているが、大イオン濃度との相関は消えてしまい、強い正電場にもかかわらず、負の中イオンが著しくなっている。これは強風を伴った吹雪の場合の著しい特徴である。

## 4. 結論

平穏時にはエアロゾル濃度と大イオン、極小イオン濃度間の相関性は著しく、降水時、特に降雪時には新たなエアロゾルの発生によってその傾向が変化するが、この新しいエアロゾルの発生を伴わない静かな降水時には、降水によってマイオン、エアロゾルのすべてが減少し、明瞭な Wash-out 効果がみられる。又強風を伴わない積乱雲からの降雪では電場変化と大イオン濃度変化のパターンが著しく類似してをり、降雪に伴うイオンの発生現象は雷雲の電荷分離機構と密接な関係をもつことが予想される。

おわりに 本研究は特定研究「人畜共生」の分担テーマであり、研究代表者である磯野謙治 教授、研究分担責任者 孫野長治 教授の指導によるものであり、両教授に対し、深く感謝の意を表します。

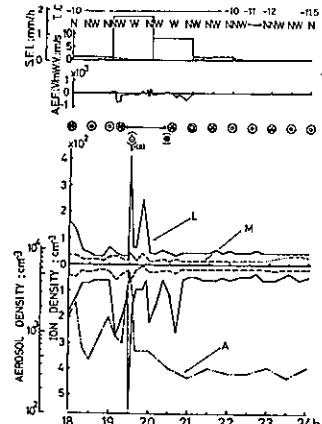


Fig. 5. アラレ混りの降雪

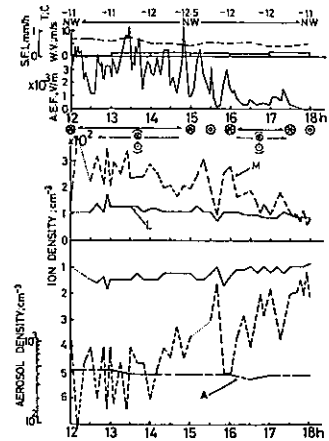


Fig. 6. 吹雪

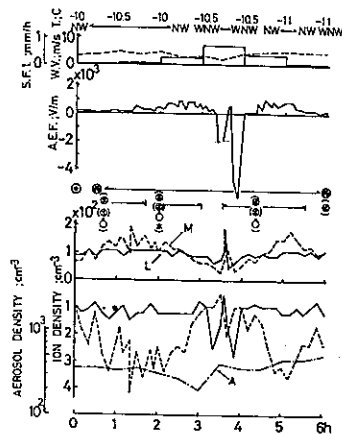


Fig. 7. 大イオン濃度と地上電場の変化の型の類似性

降雨によるエアロゾルの除去作用の観測

長利 寛勝 篠野 長治 (北大理)

これまでに、降雪とエアロゾル濃度を連続測定することによって降雪による除去作用を測定し、雪結晶による捕収率、20~60%という値が得られた。(1974, Magono)

今回、降雪時の値と比較するために、降雨時に同様の測定をおこなって、雨滴の捕収率をもとめた。観測は1975年10月~11月に、エアロゾル濃度の人為的な増減がすくなく深夜から早朝にかけて、北大構内の地上で、風の弱い時に、半径 $10^{-7}$  cm以上のエアロゾル濃度を降雨の前後をもあわせて連続測定することによっておこなった。なお雨滴の粒径分布は浮紙をもちいて記録した。

10~11月にかけてのエアロゾル濃度の日変化は、降雨のないときには、2~3時ごろから減少を初め、4~5時ごろに最少値となり、その後増加するパターンを示す。

また北寄りの風の場合には、南寄りの風の時に比較して濃度が低くなる傾向がみられる。

測定結果をFig. 1~5に示す。降雨に対応してエアロゾル濃度が減少するのがみられるので、この減少が降雨に関係していることは間違あるまい。これが降雨によって捕収、除去されたものと考えて、Washout coefficient:  $\Delta$  および、捕収率:  $E$ を計算すると、表1のようになるただし、 $\Delta$ 、 $E$ は次式でもとめる。

$$\pi = \pi_0 \exp(-\Delta t)$$

$$\Delta = E \pi r N u$$

ここで、 $\pi$ : エアロゾル濃度、 $\pi_0$ : 降雨直前のエアロゾル濃度、 $r$ : 雨滴の半径、 $N$ : 雨滴の空間濃度

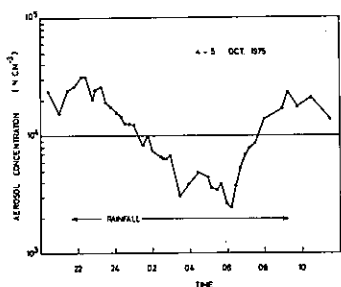


Fig. 1

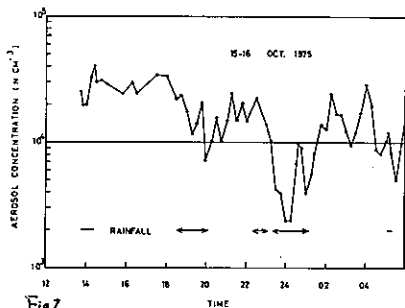


Fig. 2

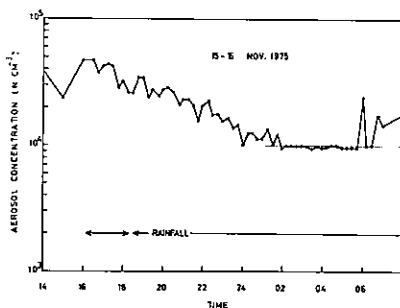


Fig. 4

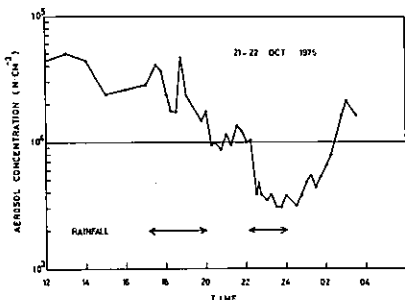


Fig. 3

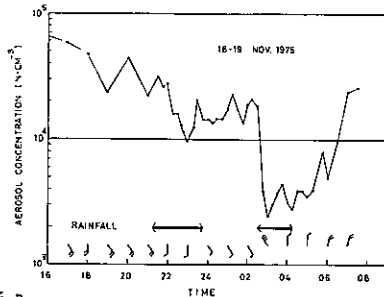


Fig. 5

Table 1. Washout coefficient, 捕収率

$\Delta = E \cdot V \cdot n$   
 $n = \frac{E \cdot V \cdot n}{\Delta}$

Date		$\Delta$ sec <sup>-1</sup>	E
4-5	OCT	$510 \times 10^{-5}$	
15-16	OCT	$4.09 \times 10^{-4}$	
22-23	OCT	$6.21 \times 10^{-4}$	
15-16	NOV	$4.44 \times 10^{-5}$	0.13 (0.08)
18	NOV	$234 \times 10^{-4}$	12 (0.55)
19	NOV	$8.53 \times 10^{-4}$	99 (5.9)

U: 雨滴の落下速度。ただし表1のかっこ内の値は Marschall & Palmer の雨滴分布をもちいてとめた。Eの値を示す。

Fig. 5, 11月19日の捕収率は9.9と非常に大きい値となっているが、この時の風向風速を調べてみると、南寄りの風から北寄りの風に急変し、風速も急増している。ゆえに、この場合には、降雨による除去よりも、汚染されている都市の気塊が清浄な郊外の気塊とおきかわったために、みかけ上捕収の値が大きくなったものと考えられる。

Washout coefficient  $\Delta$ の値は、降雨時には、 $10^{-4} \sim 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ のオーダーで、降雪時には、 $10^{-3} \sim 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ のオーダーとなる。両者を比較すると、降雪時には、 $\Delta$ の値が1桁くらい大きいことがわかる。

上記の捕収率の計算においては、エアロゾルの減少はすべてそのまま雨滴による捕収、除去と仮定した。しかし実際には、Fig. 1~5で認められるように、降雨終了後には、エアロゾル濃度が増加し、さらに6時ごろの例では、降雨があるにもかかわらずエアロゾル濃度が増加するのがみられるので、エアロゾルが地表付近で発生していることがわかる。さらに、深夜へ早朝の観測であるから降雨が落ちて濃度が減少していることから、上方および下方への拡散も考慮する必要がある。よってエアロゾル濃度の時間変化は次式にしたがうと、考えられる。

$$\frac{dq}{dt} = q - E \cdot V \cdot n - k \cdot n$$

$$V = \sum \pi r^2 U N$$

qは地表面付近におけるエアロゾルの発生速度、Vは1cc中で1sec間雨滴がささう空間を示し、kは拡散に関する係数である。

↑降雨について、3組の測定をおこなって、q, E, kの値をとめた。結果を表2に示す。かっこ内は、Marschall & Palmerの雨滴分布をもちいたEの値を示す。

雨滴による捕収率はかなり大きく、理論値、および、室内実験値と比較すると1~2桁大きい値となっていることがわかる。

Table 2 エアロゾルの発生速度、捕収率、拡散係数

$\frac{dq}{dt} = q - E \cdot V \cdot n - k$

Date	Stage	$\frac{dq}{dt}$ sec <sup>-1</sup> cm <sup>-3</sup>	V $\times 10^4$ sec <sup>-1</sup> cm <sup>-3</sup>	n $\times 10^6$ cm <sup>-3</sup>	E sec <sup>-1</sup> cm <sup>-3</sup>	k $\times 10^4$ sec <sup>-1</sup>
15-16 NOV	Non-Rain	0	0	48		
	Rain	-11	35	23	23	0.9 (0.10)
	Disturbed	0	64	10		
18 NOV	Non-Rain	-1.6	0	32		
	Rain	+61	20	17	58	15 (0.2)
	Disturbed	0	20	10		

# 観測による Cloud Mass Flux の測定

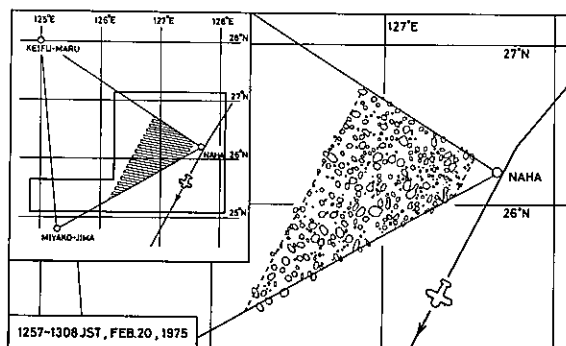
播磨 敏生 (北大理学部)

足立 俊三 ( " )

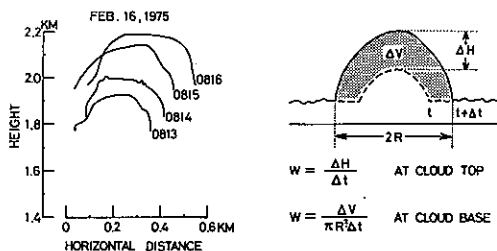
徳穂 邦彦 ( " )

孫野 長治 ( " )

1975年2月14日から28日の期間、南西諸島を含む海域で AMTEX の共同観測が行われた。この期間中北大グループは、宮古島で地上からの雲のステレオ写真観測と東京一マエラ間の定期旅客機上から雲の航空写真観測を行った。地上のステレオ写真観測から雲の上昇流を求め、また航空写真観測から雲量分布を求めた。これらの値から第1図左上の地図上で示めされる啓風丸-宮古島-那覇の3観測点によって囲まれる面積約 46000 km<sup>2</sup> の三角形領域内の cloud mass flux を算定した。ある領域内の cloud mass flux は大規模場と積雲対流の相互作用を考える場合、積雲対流活動度を表わす量として使われる。理論モデルに基づいてある領域の高層観測データを使い、間接的に求めた例はあるが、雲の観測から直接的に求めた例は見あたらない。ここでは雲の観測から直接的に求める手法とその結果について述べる。



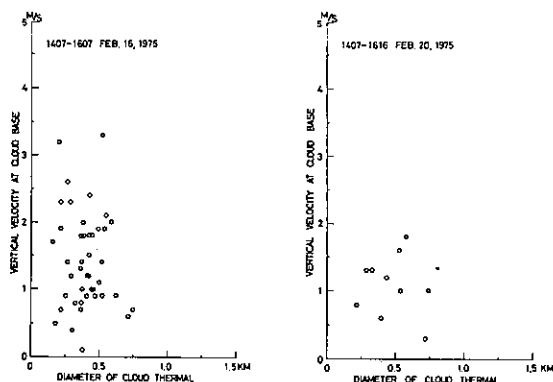
第 1 図



第 2 図

宮古島で方向 N60°W、長さ 2022m の基線の両端にカメラがセットされ、宮古島北東海上の雲が観測された。通常は撮影間隔が1分であった。同時刻に撮影された1対の雲写真から写真測量の手法で解析された雲の正面図の時間変化を第2図左に示す。縦軸、横軸はそれぞれ高さと水平方向の距離である。8時3分からの1分毎の正面図をけてわかるように時間とともに成長している。これらの雲の正面図の時間変化から雲頂、雲底での上昇流を求めた。第2図右に示されるように、雲頂での上昇流は雲頂の時間変化から求められた。一方雲底での上昇流は単位時間内での体積の増加分を雲底での面積で割って求めた。ここで解析された2月16日および20日の晴天機雲については、雲頂での上昇速度と、雲底での上昇速度の値は測定精度内でほぼ同じと考えてよかった。以後の計算には、雲底での値を用いた。第3図に観測された cloud thermal の直径と上昇流との関係を示す。左側





第 3 図

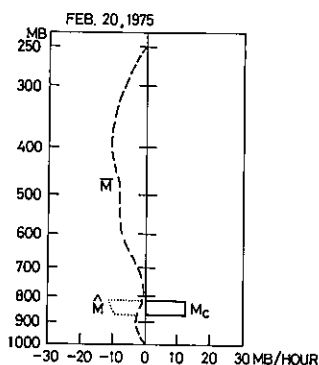
第 1 表

$$M_c = -(\sigma_1 w_{c1} + \sigma_2 w_{c2})$$

$$\bar{M} = -\bar{w}$$

$$\bar{M} = \bar{M} - M_c$$

CLOUD AREA	
$\sigma_1 + \sigma_2 = 0.29$	
ACTIVE CLOUD AREA	NONACTIVE CLOUD AREA
$\sigma_1 = 0.03$	$\sigma_2 = 0.26$
$w_{c1} = 1.1 \text{ M/S}$	$w_{c2} = 0 \text{ M/S}$



第 4 図

の図が2月16日で、右側の図が2月20日である。16日には上昇流が3.3 m/secに達する cloud thermal があり、また直径と上昇速度との間には特別な関係がなかった。平均上昇流は1.7 m/secであった。20日の例も同様に直径と上昇速度との間には特別な関係がなく、平均上昇流は1.1 m/secであった。

一方三角形領域内の雲量は以下のようにして求めた。航空写真観測はこの領域の一部分しかおあけなかったため、まず気象衛星写真から雲量を求めた。それを第1図右の雲の水平分布図から求めた雲量で補正し、三角形領域内の雲量を求めた。その値は0.29であった。雲は active な部分と nonactive な部分に分けられる。たくさんの雲の連続ステレオ写真解析から20日の場合は active な部分が雲全体の10%である事が求められた。三角形領域内の cloud mass flux は第1表のようにして求められる。ここで記号は以下のようである。

$M_c$ : cloud mass flux

$\bar{M}$ : 三角形領域内の平均 mass flux

$\bar{M}$ : 雲の周囲の mass flux

$\sigma_1, \sigma_2$ : それぞれ active と nonactive な雲の領域

$w_{c1}, w_{c2}$ : それぞれ active と nonactive な雲内での上昇速度 (p-velocity)

$\bar{w}$ : 三角形領域平均の上昇速度 (p-velocity)

20日の場合、三角形領域内の雲量は0.29で、active な領域は10%であったから、 $\sigma_1$  は0.03となる。また active な雲内の上昇速度は前述のように1.1 m/secであった。nonactive な部分の $\sigma_2$ は0.26で  $w_{c2}$  は0 m/secであった。これらの値より cloud mass flux は12 mb/hour と求めた。

一方巻風丸、宮古島、那覇の100mb 間隔の高層風データをを用いて運動学的方法で領域平均上昇流を求めた。この計算では高度300mb 以上上昇流が0になるように、各高度での発散量を高度に比例して補正した。20日には対流圏全層にわたって下降流であった。以上の結果をまとめたのが第4図である。図からわかるように三角形領域平均では mass flux が下向きであるが、雲域では上向きの mass flux があった。

北海道における幹線道路の通行止めと気象条件

石本敬志 (開発局土木試)  
竹内政夫 (開発局土木試)  
野原他喜男 (開発局土木試)

北海道の国道、開発道路(一部の道々)では、事故の未然防止を最大の目的として、年間、約200件の通行止めが行なわれる。過半数の通行止めは、雪害によるものであり、中でも吹雪による件数が最も多い。

過去6年間の、11月～3月まで冬季間の通行止め件数を各年度毎、要因別に分類したのが表-1であり、通行止め期間についてまとめたのが表-2である。冬の通行止め件数の7割以上、期間の5割以上は吹雪によるものである。表の中で、50年度は例年の半数だが、4月になってから30件余りの通行止めがおきている。表の下段は、重要幹線である1種除雪路線についてまとめたものである。平均して件数の8割は吹雪が要因となっている。雪崩による通行止めが減り、期間が短くなり、吹雪による割合が増加する傾向にある。

図-1は、吹雪による通行止め件数の頻度分布である。北海道西部海岸沿いと、道東、道北、及び峠山間部で通行止めが多い。

通行止めが吹雪による場合の気象条件を調べると、大きく2つに分けられる。1つは大陸か

表-1 国道・開発道路における通行止めの期間の要因別分類

年度	吹雪 (%)	雪崩 (%)	降積雪 (%)	高気圧移動 (%)	その他 (%)	合計 (件)
45	51	23	20	6		210.29
46	35	32	14	19		316.39
47	47	33	6	14		204.74
48	59	19	9	13		262.94
49	47	37	8	7	1	230.55
50	64	8	1	27		60.89
平均	51%	25%	10%	14%		214.30

1種除雪路線について分類

年度	吹雪 (%)	雪崩 (%)	降積雪 (%)	高気圧移動 (%)	その他 (%)	合計 (件)
45	0	100				0.10
46	39	58	3			39.60
47	19	81				30.37
48	31	69				59.34
49	69	22			9	12.95
50	100	0				3.53
平均	43%	55%	0.5%		1.5%	24.32

表-2 国道・開発道路における通行止めの期間の要因別分類

年度	吹雪 (%)	雪崩 (%)	降積雪 (%)	高気圧移動 (%)	その他 (%)	合計 (件)
45	51	23	20	6		210.29
46	35	32	14	19		316.39
47	47	33	6	14		204.74
48	59	19	9	13		262.94
49	47	37	8	7	1	230.55
50	64	8	1	27		60.89
平均	51%	25%	10%	14%		214.30

1種除雪路線について分類

年度	吹雪 (%)	雪崩 (%)	降積雪 (%)	高気圧移動 (%)	その他 (%)	合計 (件)
45	0	100				0.10
46	39	58	3			39.60
47	19	81				30.37
48	31	69				59.34
49	69	22			9	12.95
50	100	0				3.53
平均	43%	55%	0.5%		1.5%	24.32

からの、優勢な高気圧の張り出しがある西高東低型で、北海道の西部を中心として吹雪く場合、1つは発達した低気圧の接近による場合で、低気圧の移動経路により、吹雪く地域が異なる。

低気圧の移動経路を、図-2に示した、A～Fの6種類に分けた。また、高気圧の張り出しにより吹雪になり通行止めになった場合をHで示し、複数区間が通行止めになったときの気象パターンを表-3に示した。( )内の数字が通行止め区間数、その上が通行止めに到った気象パターンの出現回数である。

通行止め区間数の80%は、発達した低気圧の接近によるものである。昭和45年度から50年度までの間で、3～4日の間に10区間以上が通行止めになったのは16回あり、その内、14回は低気圧によるものであった。2回は、低気圧の接近と、後面への高気圧の張り出しによるものであった。中でも、北海道南東部を北上する低気圧(Cコース)は、出現回数も多く、平均して多くの区間を

上めている。16回のうち7回はCコースによるものであった。

冬季間、北海道近海では低気圧の発達が著しく、昭和45年度～50年度までの間で最大では1日に46mbの発達をみた(昭和45年12月13日)例もある。この時、中心示度は946mbにまで達した。最も速い移動速度は、100km/h(昭和46年3月2日)で、この時、わずか7時間の間に、19路線19区間が通行止めになった。

北海道近海を通る台風の最低中心示度が、960mb程度であることを考えると、台風以上の規模をもつ低気圧が、台風以上の頻度で、冬の北海道をおそう。この低気圧が短時日の間に、多くの幹線道路を、吹雪によって止める主な気象要因になっている。

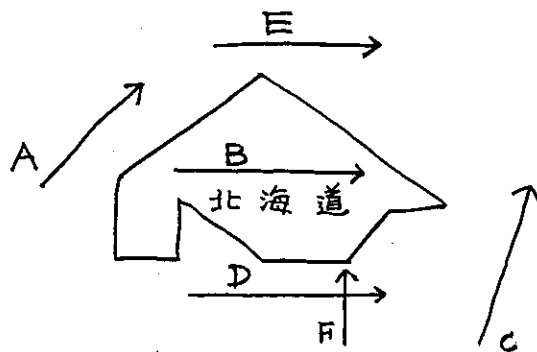
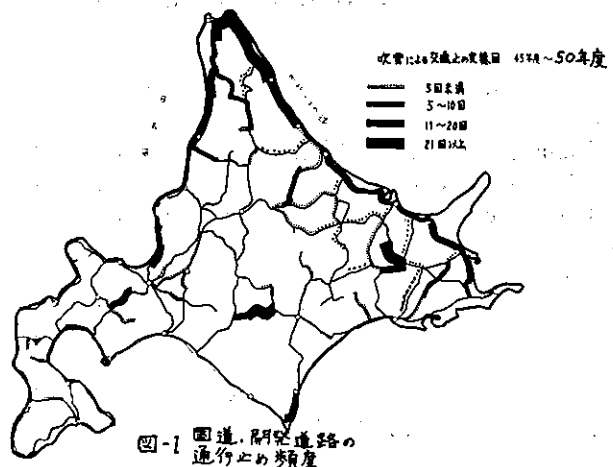


表-3 吹雪により複数区間が通行止めになる時の(気象ハザードの出現回数) (通行止め区間数)

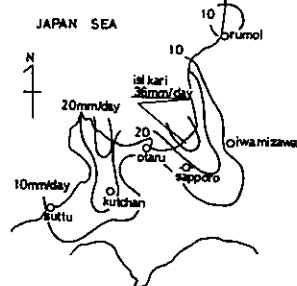
年度	A	A+F	A+C	A+C	B	C	D	D+C	C+H	A+H	E+H	H	
45	1 (3)			1 (3)	4 (60)	1 (4)	1 (25)	1 (9)				9 (104)	
46		2 (31)			2 (29)			1 (3)			1 (20)	6 (83)	
47	2 (5)		1 (2)		1 (10)	2 (22)	2 (17)	1 (6)	1 (3)	1 (4)	1 (11)	1 (12)	13 (82)
48	2 (13)				1 (45)	1 (8)			2 (6)			2 (4)	8 (76)
49	1 (8)				1 (5)	2 (27)			2 (7)				6 (47)
50						2 (5)	2 (12)	1 (9)		1 (4)		4 (12)	10 (42)
合計回数	6	2	1	1	3	13	5	3	7	2	2	7	52
合計件数	(29)	(31)	(2)	(3)	(60)	(151)	(33)	(40)	(28)	(8)	(31)	(18)	(434)

北海道西海岸に大雪を降らせた渦雲の解析

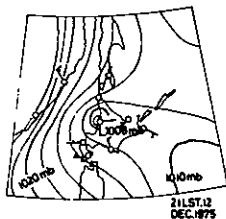
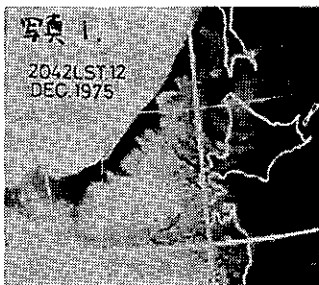
札幌管区气象台、予報課 元木敏博

1. はじめに、北海道西海岸では、1冬に何回かドカ雪と称して12時間位の時間スケールで30cm以上の降雪が、局地的に集中する現象がある。大雪発生の原因として、①低気圧前面の降雪、②冬型気圧配置で東面走向の季節風雲列の停滞、③「西岸小気」と称されているメソじょう乱の発生による降雪、に分類できる。最近気象衛星の資料が、入手出来る様になり大雪発生時の特徴的な雲分布が得られて至っている。ここでは③に述べたメソじょう乱の大雪について解析した結果を報告する。

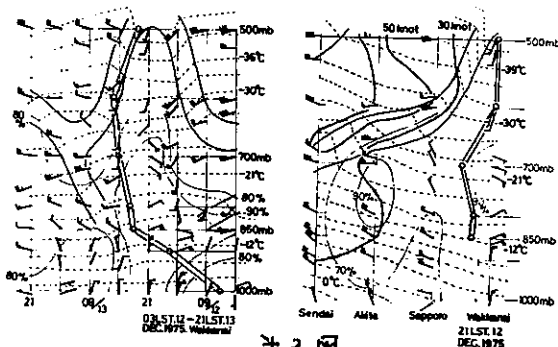
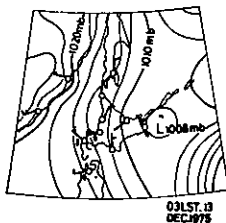
2. 1975年12月12日から13日にかけて石狩で36mmの新積雪があり密度0.05g/cm<sup>3</sup>として70cmをこす局地的な大雪があった。(※1図)この大雪は12時間毎の衛星写真で対応を見た結果、12日朝は西海上に200KMスケールの渦雲(メソじょう乱)に伴う雲列の集合域がある。21時には大きき500~600KM位の明瞭な渦雲(写真1)となり道北地方を通過している。13日朝は南北走向と東面走向の雲列が石狩平野に合流して侵入している。又、渦雲はエトロフ島付近に移動している。この雲分布の変化はレーダーの3時間毎の観測によると、12日の午前中はメソじょう乱に伴うエコー頂高度2~3KMのエコーが留萌沖付近に観測されている。15時から21時にかけてエコー頂高度5KM前後の渦雲に伴うスパイラルエコーが、留萌付近からゆっくり南下している。冬期、エコー頂高度の平均は2KM前後であり5KMの高度は発達した対流活動の意味している。13日03時~09時は、南北走向と東面走向の雲列(帯状エコー)が石狩平野で合流している。西海岸各測候所の毎時降水量から、小樽で2時~3時の強い降水(10mm/hr)は、エコーの合流現象に対応した。この時のエコー頂高度は3~4KMと低くなっている。局地天気図を見ると、12日朝は北海道付近の気圧傾度がゆるくなっており、いわゆる季節風末期の収縮と云える。21時には渦雲に対応して留萌付近に明瞭な小気気圧が解析できる。この小気は加速しながら東進し3時には根室沖に達している。(※2図)しかし西海岸には気圧のくらくみ(袈型)が残っており、地上の風系では石狩湾から日本海にかけて収束線が存在している。この収縮は13日09時まで続いている。同時現象として帯状エコーの合流も存在したが合流域付近には小気気圧は解析できない。これは合流域のスケールが小さい事と、気圧観測所の分布が原因と考えている。渦雲の移動に伴う地上気圧の変化を解析した。気圧自記紙から1時間変化量を統計取り面積平均からの偏差図を作製した結果(図省略)15時~16時



※1図



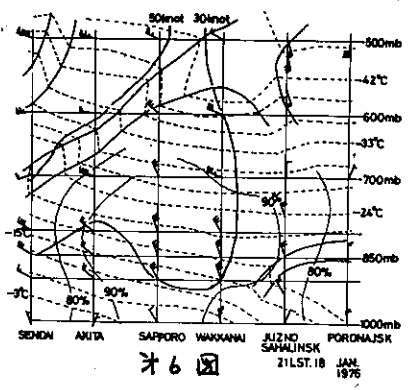
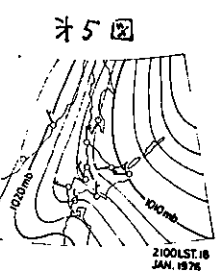
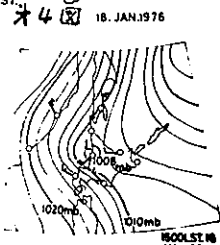
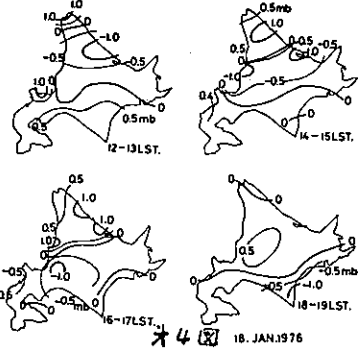
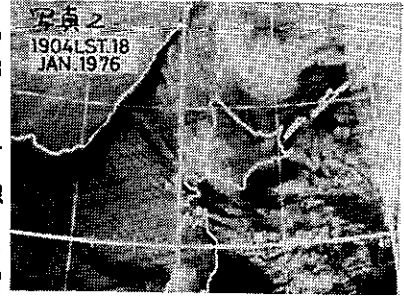
※2図



※3図

留萌付近に検出された負偏差(-0.5 mb/hr)は、加速しながら東進し、3時~4時には根室沖に移動した。同時に内陸は正偏差(0.3 mb/hr)が加わっている。500mb天気図から、-4.2°C以下の寒気核を持つ環状循環が種内付近を通過して

る。渦雲はこの循環の通過に伴って形成された。850 mbでも低気圧が解析でき、温度場を見るとカラフト南部からオホーツク海南部へ寒気軸が形成されており、特徴的な事は渦雲通過後、羽海州から秋田付近へ移動する寒気軸がやや明瞭となった。2本の寒気軸にはさまれた相対的勝域に、南北走向の雲列が対応している。渦雲が槽内を通過している事から、時間断面図と東経140°線で空間断面図(21時)を作りしようとする構造を推定した。(オ3図)しようとするは、500mb寒気核の直下でかつ風速シヤアの大きい所で発生している。風向の組織的な変化から軸を決めた。軸は下層で面に傾斜、中層ではほぼ直立、上層で東に少し傾斜している。同様に中層で南側、上層で北側に傾斜していた。高層定常風(札幌・松本・稚内)で渦度と収束発散分布を計算(ベラミの方法)した結果、渦雲に伴い15時21時は850mb以下で収束( $\times 10^5 \text{ sec}^{-2}$ )の時は地上付近が収束していた。又21時に850mb~500mbで正の渦度( $8 \sim 10 \times 10^5 \text{ sec}^{-2}$ )となり、下層収束中層以上で正の渦度分布となる。3. 1976年1月18日から19日にかけて石狩平野の当別で33mm(新積雪で60cm以上)の局地的大雪があった。この大雪は低気圧後面の循環内で発生し地上気圧傾度はこんでいる。18日朝の衛星写真は北部日本の沿海州沖にゴールドローに対応する雲塊がある。そこには雲塊はカラフト東海上に移動し石狩平野にはメソじょうぶの雲が侵入している。メソじょうぶは、12時頃羽海州にエコー高度4.5kmの渦収エコーの一部が見えており、毎時30kmで南東進した。写真2からじょうぶのスケールを推定すると200~300km位になる。地上気圧自記紙から毎時気圧変化量と積み取り面積平均からの偏差図(オ4図)を作るとメソじょうぶに伴う負偏差域が明瞭に分離できた。18日午前中はゴールドローに伴う負偏差がオホーツク海側を中心に広がっている。14時から15時に1mbの負偏差が福岡付近に解析される。この負偏差は順調に南東進し、エコーの変化と雲分布に対応している。15時の局地天気図で、福岡付近に小低気圧があるが21時では解析できない、又気圧のくらくら(気型)は大きく南偏していた(オ5図)このメソじょうぶはスケールが200~300km位なので、時間断面図では風向風速の不連続と500mb寒気核が検出される。一方、空間断面図(オ6図)には、カラフト東海上の雲塊に一致するゴールドローとメソじょうぶに一致する風向の不連続が、札幌・秋田間(900mb~600mb)に存在している。



4. まとめ、500mbゴールドローの通過に伴って発生したメソじょうぶを衛星写真を使用して解析した。  
 a. 600kmスケールの渦雲(気圧偏差-0.5mb)  
 b. 200~300kmスケールの渦収エコー(気圧偏差-1.0mb)  
 5. 文献、「石狩湾小低気圧による大雪」村松照男 札幌気象100年記念論文集1976. p31~p49 「冬の孤収エコーの合流について」七沢謙. 天気 1976. 6月号 p25~p30

# トローリング・メソッドによる接地層の上空気温観測の方法とその観測例

## 一 沢状地形での気温逆転層の観測一

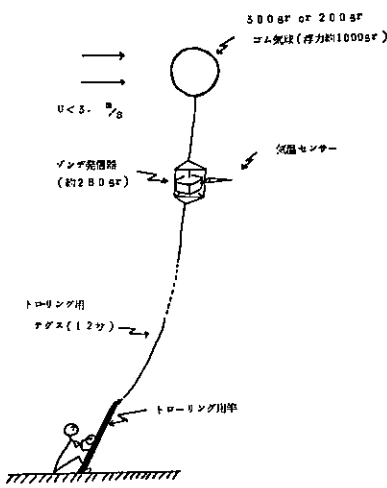
佐竹 正 治 (気象協会北海道本部)  
 志賀 清 ( )  
 三神 多加志 ( )

### I 緒 言

地表面から数百mくらいまでの接地層の気温を測定する方法として、ラジオゾンデの放球、カイツーンメ係留気球、高塔によるものなどがある。しかしいずれの場合も、費用が高く、装置も大がかりなものになる。そこで我々は簡便な係留気球方式による方法で弱風時の上空気温観測を行っている。この方法は、200~300 grのゴム気球にラジオゾンデを吊り下り釣りに用いるテラス、リール、竿等でゾンデを上下させる。我々はこの方法を「トローリング・メソッド」と名づけているが、装置が簡便で、移動も容易であり、3人ぐらいで観測できる。この方法では上空が静穏のときに高度約500 m迄の気温観測が可能であるが、風速が約3%以上のときは観測が困難になり、高度をかき上げない。通常我々は夕刻から早朝の接地逆転層(放射逆転層)が発達している場合をねらって観測しており、風速の弱い場合が多い。

### II トローリング・メソッドによる上空気温の観測手法

通常「低圧ゾンデ」といわれている明屋電機製のLTP-72型のラジオゾンデを用いている。発信周波数は404.5 MHz, 空中線電力20 mW, 変調周波数10~200 Hz, 電液式はAM型である。測定要素は気温のみである。気温感部は10  $\mu$ mのタンステン抵抗線を用いている。時定数は、0.2秒以内。(風速3%)。全体で重量約280 grと軽量である。また係留索はトローリング用のテラス(12号)を使用し、同じくトローリング用釣竿と手動式リールを用いている。図-1に気球、ゾンデ、係留索、巻き取り用竿の構成図を示す。200~300grのゴム気球に、800~1,000gr程度の浮力を与える。



### III 沢状地形での気温逆転の観測例

盆地状地形や沢状地形の気温分布の観測として、北海道幌加内町母子里や、北海道幌延町間寒別<sup>2)</sup>、および苫小牧北大寮習林<sup>1)</sup>で行なわれ、定点観測法によるものがある。いずれの例も5~12地点の地上気温の測定から、盆地あるいは沢の気温分布の特徴を知ろうとするものである。我々は前述のトローリング・メソッドにより、上空気温を測定し、その結果から沢状地形での上空気温分布の特徴を知ろうとした。定点観測点を沢の尾根の中腹に1点と、移動観測点として沢の横断面に7点、沢の上流部に1点設けた。

図-1 トローリング・メソッド構成図

観測は北海道厚真町上厚真で、昭和51年11月27日21時17分~23時08分、28日06時07分~07時37分の2回行なった。観測した場所の地形を図-2に示す。標高約10mの沢尾根の中腹部Eに、隔刺通風式抵抗温度計、デュセル露点計を置き、F点でエーロベンによる風向風速を測定した。この観測した沢の上流方向(C-D)の斜度はゆるく約350 m上

流では標高20mの丘陵状態となっている。観測地点の平坦部の標高は約9mでその中は約42m。トラバースした沢(A-B)の標高差は左側で9.5m(斜面角度約6度)、右側で11.2m(約7度)である。上空気温観測点は沢の上流方向に1点(B<sub>1</sub>=2.1m, A<sub>7</sub>を基準点としての高度差)A-B方向に7点(A<sub>1</sub>=9.5, A<sub>2</sub>=6.7, A<sub>3</sub>=3.3, A<sub>4</sub>=0, A<sub>5</sub>=2.6, A<sub>6</sub>=6.6, A<sub>7</sub>=11.2m)設けた。水平距離にしてA<sub>1</sub>~A<sub>7</sub>まで約197mである。当日の気圧配置は冬型であり、観測中の天気は晴であった。図-3に27日夜の各点での上空気温の分布を示す。気温の逆転が顕著にみられるのは高度20~30m付近までであり、各点の観測時間は6~16分で終了した。28日朝は、A<sub>1</sub>, A<sub>4</sub>, A<sub>7</sub>, B<sub>1</sub>点のみの観測を行った。図-4, 5に上空気温の観測値をもとに沢上空の気温分布を示す。27日夜の観測中は、地点の気温変動が約2°Cあり、この間の等温線ではその変化は補正していない。いずれの点でも気温の逆転がみられ、逆転の最も大きい地点は沢上流部のB<sub>1</sub>地点で、27日夜8.1°C/100m、28日朝6.1°C/100mであった。27日夜の観測では沢の平坦部では高度5m付近まで冷気層が厚状になっているが、沢平坦部上空15m付近では沢尾根上空より暖かい傾向がみられた。28日朝についても同様の傾向がみられた。また沢上流部は、沢の開口部より冷たいことが、27日夜、28日朝の観測にみられ上空約20~30mで気温は等しくなっている。

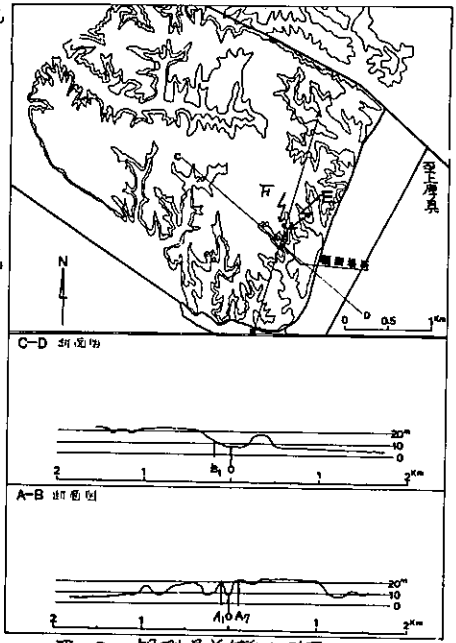


図-2 観測場所付近地形図

観測場所 沢の上流部  
 観測日時 昭和51年11月27日  
 観測時間 21時30分~23時00分

1) 石川信敬 1975  
 積雪期における盆地冷却の観測. 気温科学, 物理篇, 33, 125-133

2) 小林俊一 1972  
 盆地冷却における接地気流の乱流構造. 気温科学, 物理篇, 30, 93-102

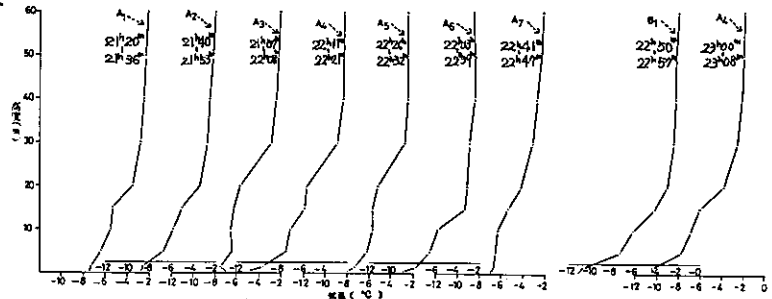


図-3 各時刻観測点の気温鉛直分布図

Nov. 27 21:17~22:02 1976

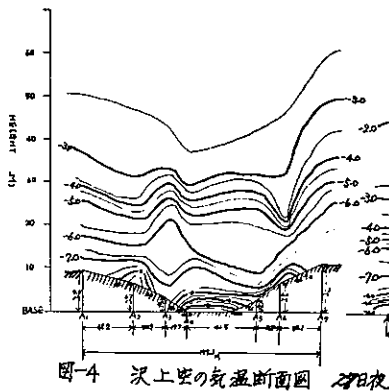


図-4 沢上空の気温断面図 27日夜

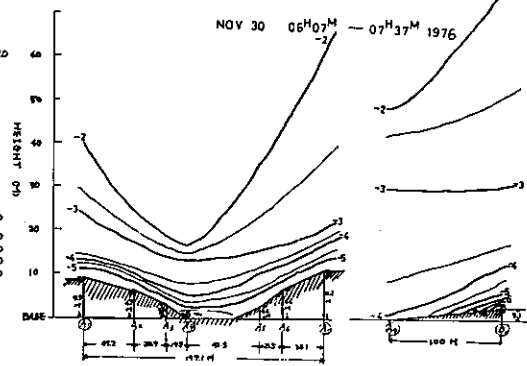


図-5 沢上空の気温断面図 28日朝

札幌・苫小牧市での大気汚染高濃度時の気象

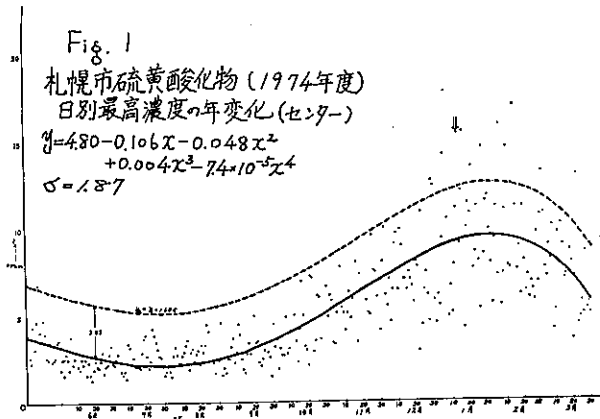
気象 予報課 今野真悦・足立 崇  
札幌管区気象台 予報課 山本 晃・多田一正

はじめに

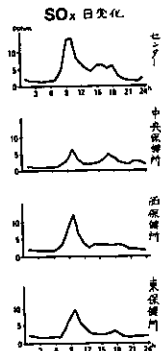
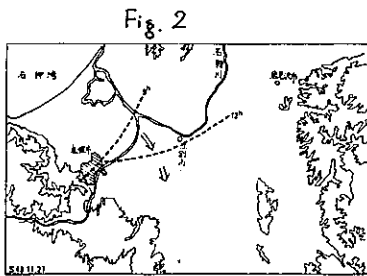
昭和51年10月、札幌に大気汚染気象センターが設けられた。センター開設に先きだつて、昭和50・51年の2年度にわたり高濃度汚染の発生しやすい気象パターンの調査を行なった。ここでは主として札幌・苫小牧市における硫酸酸化物について報告する。

資料と調査方法

調査に用いた資料は、札幌5観測点・苫小牧7観測点における1972年4月～1975年3月の4年間の資料である。高濃度汚染は排出源そのものによる場合と、気象要素に原因する場合がある。後者に起因する日を抽出することが我々の第一の目的である。両者の分離は必ずしも容易ではないが、ここでは次の方法をとった。まず各観測点の日々の最高濃度値を一年毎に時系列に並べ、汚染源による年変化と最小自乗法により決定し、観測値が年変化から一定の偏差を越えて高い方にはずれた日(第1図)を選び出した。この中から観測誤差を除去するため、少なくとも2ヶ所以上で異常値を示し、その出現時が時間的にも妥当と思われる日を特異日(調査日)として選定した。こうして選ばれた硫酸酸化物による特異日は、札幌45日・苫小牧36日であった。これらのすべての日について、地上流線解析・札幌の9時・21時状態曲線、地上及び850mbパターン・局地天気図などの調査・分類を行なった。



実線は年変化、破線はそれから1.64σ離れた値



札幌の特異日

高濃度時の鉛直構造はおおむね次の2種に分けられる。

- i) 接地逆転が存在する。
- ii) 接地逆転はないが摩擦層全体が弱風である。

一方、局地風系の分類をすると、次の3種に分けられる。

- a) 収束線が札幌市付近にある。  
2/例 第2図に収束線の移動と主な地点の汚染物質濃度の時間変化を示した。一般に南東風系(収束線が市の北側にある)で濃度が高く、北西風系に変わって低濃度になる。
- b) 目立った収束線はないが、東～北東風系の時 / 9例

この風系の時は札幌の西側にある山系(手稲山塊)のため市内が収束域になりやすいことがすでに報告されている。

- c) 札幌市を含む広域で静穏状態の時 / 3例 長時間の無風状態が汚染質を定ませて高濃度をもたらすと考えられる。

局地風系の特徴と鉛直構造との組合せを考察すると(9時にピークを持つ例に限って調べた)局地風の分類型(i)は1例を除いて逆転が存在する。(b)は逆転の存在

例、8例、摩擦層の弱風例(逆転がない)9例、(c)は例数が少ないが、すべて逆転が存在する。資料数が少ないので断定的なことは言えないが、高濃度汚染型は接地逆転と収束線又は無風状態の組合せで起り、接地逆転のない場合の汚染は局地風系が弱い東又は北東風



の時に限って起きている。参考としてこの時の850mbの風系分類を第1表に掲げた。このうち逆転がなく、東へ北東系弱風時でも850mbでは西北西の風が主であるのが印象的である。

表-1

風向	N	1	2	3	E	5	6	7	S	9	10	11	W	13	14	15	
a with inv.	1		1								1	1	2	3	4	1	1
a non inv.																	1
b with inv.	1	1					1						2		2		1
b non inv.													1		7		1
c with inv.									1	1	1		1	1			

地上天気図型と局地天気図型

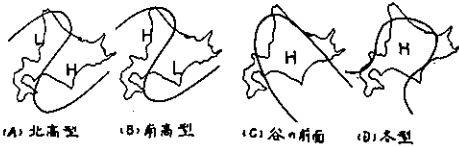
局地的には上記気象条件下で高濃度汚染が起るが、この条件を生じさせる気圧場の分類が最初の段階で必要になってくる。

いずれにしても、道央付近の気圧傾度のゆるい時に起きることは明らかであり、これを北海道付近の局地天気図の等圧線の型により分類すると札幌市においては第3図のように3個の局天型、苫小牧市では4個の局天型(第4図)

Fig.3 札幌50.局天基本型

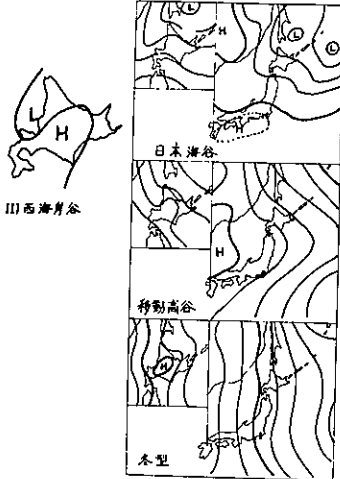


Fig.4 苫小牧市50.局天基本型



(A) 北高型 (B) 南高型 (C) 谷の前面 (D) 冬型

Fig.5



III 西海岸谷

まとめと今後

大気汚染気象センターの開設に先きだち札幌および苫小牧地域の高濃度汚染の起り易い気象条件を求め、これを、局地天気図および地上天気図の型によって分類した。結論としては、北海道内陸部に局地高気圧ができて、気圧傾度がゆるむことが第1条件である。その時、接地逆転や収束線の発生が第2条件となる。局地風系は局天型にガクわらず、海陸風あるいはこれに準ずる変化を示し、風速は5m/sec以下である。又風系別の濃度は札幌・苫小牧共に南東風系で濃く、北西風系で薄くなりやすい。現在の汚染は札幌・苫小牧とも不特定汚染源による都市型汚染として、主に冬季に現われているが、苫小牧市では夏季の汚染日が増加している。今のところ、苫小牧市は札幌市に比較して汚染濃度は低い。今後工業化の進行と共に夏場の汚染日の増加はもちろん、濃度そのものも高くなる可能性がある。又札幌地域でも石狩湾新港の地域開発が札幌市の大気汚染にどのような変化をもたら

すか注目するところである。この報告は初歩の調査であり、極めて大ざっぱな結論になった。これからは窒素酸化物をはじめとする他の汚染質による汚染パターンや海陸風等による局地風の解明、接地逆転の発生条件、更には低濃度パターンの分類等多くの課題を残しているが、これらの詳細な調査は大気汚染気象センターを中心に進められるであろう。今を、この調査は気象協会北海道本部と協同で行なった。又、直接・間接的に協力していただいた札幌管区気象台予報課の方々に感謝いたします。

## Ⅳ 昭和51年度支部事業報告、役員会報告、会計報告

### 支部事業報告

1. 支部だより(№21) 51年4月発行
2. 支部第10期役員選挙 5月28日開票
3. 第1回支部研究発表会(北部管区気象研究会) 51年11月11日、12日札幌管区気象台において実施。論文31篇、特別講演：朝倉正氏(気象庁長期予報課)「気候変動とそれが食糧におよぼす影響について」。出席者約70名。
4. 第2回支部研究発表会 52年3月8日北大低温科学研究所において実施。論文9篇、出席者約40名。

### 役員会報告

1. 第1回理事会 51.6.7 於 札幌管区気象台
  - (1) 出席者 孫野・伊藤・石田・関口・八田・播磨屋・大川・遠藤
  - (2) 議事
    - ア 第10期支部理事選挙開票結果を報告した。
    - イ 新任の各理事の互選により、孫野理事が新支部長に、また石田・関口・八田の各理事が常任理事に選出された。
    - ウ 新理事・幹事の業務分担が次のように決定した。  
理事 講演：関口理事、支部だより：八田理事、会計監査：石田理事  
幹事 総括企画：播磨屋幹事長、支部だより：遠藤幹事、庶務会計：大川、村松幹事
    - エ 50年度事業経過報告、会計報告、会計監査報告が、播磨屋、大川幹事の説明、石田理事の報告の後、承認された。
    - オ 51年度事業計画と予算案が審議され次のことが決まった。
      - ① 支部研究発表会(例年、年2回)  
11月札幌管区気象台、3月北大理学部
      - ② 支部だより №21 4月発行
  - (1) 出席者 孫野・伊藤・石田・井上・関口・八田・播磨屋・大川・遠藤
  - (2) 議事
    - ア 第2回研究発表会は北大低温研を会場とし、3月に開催する。
    - イ 名古屋大会状況調査報告が大川幹事よりなされた。
    - ウ 昭和52年度秋季札幌大会について。  
10月4、5、6日に札幌市教育文化会館を予定。シンポジウムは環境科学(話題提供者、井上力太・大田正次・大喜多敏一氏)の方向で今後案を煮つめる。
3. 第3回理事会 52.3.8 於 北大クラーク会館
  - (1) 出席者 孫野・伊藤・石田・関口・八田・播磨屋・大川・遠藤

(2) 議 事

ア 関口、和田理事の道外転出に伴い、選挙規則により次点の菊地勝弘氏を新理事に繰上げる。

イ 支部会計中間報告が大川幹事よりなされ、承認された。

ウ 支部だより №22 の内容について遠藤幹事より報告がなされた。

エ 昭和52年度秋季札幌大会について。

会場予約について原案どおり承認された。シンポジウム・大会補助金についての経過報告があった。大会委員長に孫野支部長が選出された。

会計報告(昭和52年3月31日現在)

○収入の部

前年度繰越金	92,136円
支部交付金	137,200円
入会金	5,000円
利息	2,343円
計	236,679円

○支出の部

支部だより印刷代	90,000円
研究発表会経費	3,817円
理事会費	3,658円
通信費	10,050円
事務費	2,200円
翌年度繰越金	126,954円
計	236,679円

## V 北海道支部役員選挙と役員氏名のお知らせ

### 1. 北海道支部第10期理事選挙開票結果

51年5月28日開票、投票者数141、有権者数188、投票率75%

立会人・関口理事、開票者・播磨屋、大川幹事

定員7名

当 選	孫野 長治	(北大理学部)	137 票
"	和田 英夫	(函館海洋气象台)	133 票
"	関口 理郎	(札幌管区气象台)	133 票
"	石田 完	(北大低温研)	129 票
"	伊藤 宏	(札幌管区气象台)	128 票
"	井上 力太	(北大工学部)	126 票
"	八田 琢哉	(札幌管区气象台)	126 票
次 点 1	菊地 勝弘	(北大理学部)	12 票
" 2	安藤 正次	(室蘭地方气象台)	3 票

以上省略

### 2. 支部第10期役員氏名

全 国 理 事	・ 北海道支部長	孫野 長次
	支部常任理事	関口 理郎
	支部常任理事	石田 完
	支部常任理事	八田 琢哉
全 国 理 事	・ 支部理事	伊藤 宏
	支部理事	井上 力太
	支部理事	和田 英夫
	支部幹事長	播磨屋敏生
	支部幹事	大川 隆
	支部幹事	遠藤 辰雄
	支部幹事	村松 照男

## VI 会 員 動 静

( 5 1. 4. 2 ~ 5 2. 4. 1 )

### o 新 入 会 員

個人情報保護のため公開していません

### o 転 入 会 員

個人情報保護のため公開していません

### o 他 支 部 へ 転 出

個人情報保護のため公開していません

### o 退 会 者

個人情報保護のため公開していません

### o 北 海 道 支 部 内 の 移 動

個人情報保護のため公開していません

個人情報保護のため公開しておりません

北海道支部だより No. 22

---

昭和 52 年 5 月 23 日印刷

昭和 52 年 5 月 25 日発行

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

印刷所 株式会社正文舎印刷所

---