

日本気象学会

北海道支部だより

第 23 号

一目 次

I 解 説

道内の気象官署における研究活動の現状 …… 三本木 亮

(札幌管区気象台)

II 昭和 52 年度第 1 回支部研究会発表要旨

III 昭和 52 年度支部事業報告、役員会報告、会計報告

IV 日本気象学会北海道支部第 11 期役員選挙告示

V 日本気象学会北海道支部通常会員名簿

VI 会員動静

昭和 53 年 4 月

日本気象学会 北海道支部

I 解 説

道内の気象官署における研究活動の現状

札幌管区気象台 三本木 亮

道内の気象官署（気象台・測候所等）における気象学および気象技術に関する研究活動の現状を簡単に紹介してみたい。

1 まえおき

今から30年前の、私が中央気象台（現在の気象庁）に就職した当時、同僚から聞いた話であるが気象台の或る課においては「本を読んでさえいれば、何も言われない」とのことであった。つまり、職場内で自分に与えられた仕事を怠っていても、机に座って勉強している限り、上司から叱られるようなことはない、という意味である。私の入った課は、それほど気楽ではなかったが、それでも週に1回は課内勉強会みたいなことが行われ、課長や係長が講義をされたり、若手の研究発表みたいなことがあったと記憶している。気象台の中が学究的で勉強や研究が奨励され、日常業務に追いやられていなかっただ頃の話である。

当時は敗戦後のまだ社会が混沌としていた時代であって、気象台がする仕事の種類も量も少なく、時間の余裕があったからでもあろうが、昭和18年まで文部省に所属していた気象台の伝統的気質による所が大きいと思われる。

その後、中央気象台は気象庁となり、仕事が充実して行くのに従い、職場内で自分の勉強をしている余裕は次第に少なくなってしまった。しかし、気象庁の仕事そのものが、常に学問的・技術的研究を続けなければ社会の要望に応えられない性質のものであるためか、職場における研究活動は現在もかなり盛んに行われている。

2 研究活動の現状

気象庁の出先機関である道内の気象官署においては、官署の仕事の一部として、研究題目を定め担当者を指定して若干の予算も付けて研究を行っているものが多いが、その他に全く個人的な着想を元に職場の片隅でコツコツと研究することも奨励されている。勤務時間の余裕が少ないため、休日に出勤したり自宅に持ち帰ったり、勤務時間外の研究もかなり行われているようであるがその実態ははっきりしていない。

研究成果を発表する機会は少なくとも年1回はある。まず全道の気象官署を4ブロックに分けて地区気象研究会が行われる。その中の一部は更に札幌に集められて、北部管区気象研究会が行われ、これは気象学会道支部の研究発表会と共に催されることもある。

これらの成果の極く一部は、「天気」などの学会誌や、気象庁の「研究時報」などの全国誌に投稿されるが、大部分は1題目2ページに要約されて「北部管区気象研究会誌」として札幌管区気象台から毎年刊行されている。

この研究会誌によって最近10年間の発表数を調べてみると、第1表のように年を追って増加している。この中には気象以外の地象・水象を対象としたものも含まれているが、事務系職員を含めて600余名の中から出てくる研究成果としては、かなり多量のものと考えられる。

第1表 北部管区気象研究会誌による
年度別的研究発表の数

年 度	4 3	4 4	4 5	4 6	4 7	4 8	4 9	5 0	5 1	5 2	計
発表数	6 6	6 3	5 3	5 7	6 3	6 9	7 3	9 1	8 5	9 1	7 1 1

同様にして、最近5年間の発表について題目・内容によって研究対象を分類してみると、第2表のようになり、日常業務その中でも特に天気予報に関連する研究が多く見受けられる。天気予報は主に風(風向・風速)、天気(雲量・日照・降水の有無)、気温、降水(雨・雪・降水期間・降水量)、沿岸波浪などを内容としており、これらに関連した研究が244題で全体の60%を占めている。研究対象の分類方法は色々あると思われるが、これは予報業務の現場で天気予報と取り組んで四苦八苦している者から見たひとつの分類である。

次に目立つのがレーダー関係の多いことである。レーダーを設置している官署は函館・札幌・釧路だけで、担当職員数も限られているが、比較的新しい分野であることと、設置当時から職場管理者が学究的指導方針を貫いてきたことなどの、ひとつの現われであろう。この分類には農業気象が無い、独自の学会を持つ分野ではあるが、道内の気象官署には農業に興味を持つ者が少ないのかも知れない。或いはまた、官署の大部分が海岸地方に在るため農業と接する機会が少ないとかも知れない。珍しい研究の例としては、軽種馬の分べん時刻及び難産率を潮汐・気象から調べ、従来の定説の當否を吟味したものなどもある。

第2表 研究対象による分類と発表数
(昭和48年度～52年度)

研究の対象	発表数	研究の対象	発表数
天気(天気変化・天気分布)	2 9	高層気象・山岳気象	4
風・気流・台風	6 2	航空気象	1 6
降雨・大雨	2 9	海洋気象・海難・海水温・潮流・海洋化学	1 5
降雪・大雪・着雪	3 4		
雷・ひょう	1 2	気圧系と構造	7
		長期予報・気候変動・都市気候・大循環	1 8
気温・霜	2 9	生物気象・衛生気象	3
霧・煙霧・視程	2 3	流水・沿岸結氷	8
波浪・潮汐・せいしゅ	1 1	観測器械	1 5
電計予測資料(検証・利用)	1 5		
洪水・崖くずれ・なだれ・融雪	1 1	地震・火山・津波・地磁気	2 1
		微気圧・気圧波動・測雲・統計法	4
大気汚染・放射性降下物	1 6		
レーダー気象・衛星気象	2 7	合 計	4 0 9

3 研究活動の特徴

前に少し触れたように、気象官署においては、学問のためというよりは現在の仕事を維持遂行するために、研究活動を必要としている。また、官署は実施機関であって研究機関ではないため、予算や人材配置の面からも基礎的な学問研究には向いていない。やはり日常業務に密着し、その地域に關係のある応用研究的なものが、大部分を占めているのは当然のことと思われる。また、仕事の中で珍しい現象を発見し、その解明に努めたものも比較的多い。利尻島の風下側にできる綺麗な渦や、沿岸州の地形による本道西方海上の雪雲の形成の研究などは、その好例であろう。

20年も前には野外研究が行われていたことがあり、調査課を中心になって活動していた。現在は東京に勤務している或る会員が、「あの頃の調査課は面白かったなあ」と述べておられる。最近は定員・予算・日常業務の量などから、野外研究は極く一部でしか行われていない。その反面、以前と違って観測網・観測手段が整備されているので、居ながらにして研究資料入手できる部分が多く、野外研究が少なくなった一因とも思われる。

気象学・気象技術のレベルは、観測手段の進歩と共に約10年ごとに階段的に進歩してきたといわれている。目視観測 → 器械観測 → 高層観測 → レーダー観測 → 気象衛星 → 静止衛星といった具合である。例えば北海道西海岸小低気圧(略して西岸小低ともいふ)の解明などは、その好例であろう。敗戦後間もない昭和24年に着目されはじめた冬期の西岸小低は、旭川付近を中心とする内陸の放射冷却による局地的寒冷高気圧に、主要な成因があると説明されていた。しかし昭和32年の高層観測の精度向上を機に、立体構造が次第に明らかにされ、昭和38年に札幌に気象レーダーが設置されて更に詳細な構造が解明されるようになった。その数年後にはアメリカの気象衛星を利用して、遠くサハリンやオホーツク海からの影響の大きさが論じられている。本道西部における冬の気象に大きな影響のある西岸小低は、現在でも研究の良い対象になっているが、日本の静止衛星ひまわりも正式運用開始となるので、更に深く解明されるものと期待される。

もうひとつの特徴は、数年前から人事異動のテンポが早くなり、勤務地の変更や担当職種の変更が多くなったため、ひとつの題目で5年も10年も研究し続ける人が殆ど居なくなってしまった。1年か2年で完了する短期決戦的な研究が大部分を占める傾向が、更に顕著になった訳である。しかし、物事は考え方であって、日常業務にすぐ役立つ研究としてはそれで良いはずであるし、新しい興味のある研究対象を発見する機会が増えていると見れば、それも良いことであろう。

4 研究活動に関する私見

同じ話を繰返すようで申訳ないが、気象官署における研究は、仕事にすぐ役立つことを大きな目的のひとつとしている。そのためには、研究成果の有効利用と共に、研究活動の能率化が望ましい。日頃気が付いていることを一、二述べて拙稿を終りたい。

まず用語の定義やパターン分類の統一に努力する必要がある。卑近な例として、冬型の気圧配置とは何か、予報の現場の中でさえ共通の明解な認識は確立されていないと思う。

気象に関する研究の中には地上気圧配置に関連するものが多い。例えば低気圧コースと特定地域の天気との関係、オホーツク海高気圧と特定地域の霧との関係などである。このような、いわゆるパターンによる分類は、気象の研究に便利ではあるが、その反面、定義を明らかにしておかなければ、研

研究成果の利用面や研究に関する議論において非能率となる。

例えば本道付近を通る地上低気圧のコースは、昭和27年頃に11コースに分類されており、今でもその分類が使われている。実際に低気圧をどのコースに分類するかは中々難しいもので、多少の個人差は避けられないが、この分類は本道の気象研究に非常に役立っていると思う。

また、前記の雪や風に関する研究の中、少なくとも13題目以上で西岸小低を取扱っているが、この定義もまだはっきりしていないと思う。本道西部における大雪の原因は、季節風型・西岸小低型・南岸低気圧型に分類されることが多く、特に西岸小低型はレーダー気象を中心に多くの優秀な研究が行われている。しかし、地上天気図で本道西海岸に近い海上に、小さな低気圧又は袋状の気圧の谷が解析されるとき、そのすべてを西岸小低と呼ぶのかどうか。大雪時の西岸小低を2種類に明確に分類した研究はあるが、すべての西岸小低をカバーしている訳ではない。すべての場合をカバーする詳細な分類が確立されれば、昭和24年以来しばしば論義され研究されてきた西岸小低の成因の解明なども、よりすっきりしたものになると思う。定義などの統一は、個人的にできるものではないので、官署の組織的な作業と結論の周知が必要であろう。

もうひとつは、研究成果(文献)のリストの整備が必要である。数10名以上の大きな官署では、図書・文献及び指導者・協力者にも恵まれているが、数名程度の小さな官署では日常業務の合間に研究活動をしようとするとき、これらの点で能率を上げにくい。また既に他の人が研究したことと同じことを繰返す恐れがあり、自分の勉強にはなるだろうが、研究の非能率であることは否めない。ひとつの解決策として対象項目別の文献リストを整備して、各官署に配布しておけばよいと思うのだが、まだ組織的には行われていない。大学や官庁以外の支部会員も同じ悩みを抱いておられるのではないかと思っている。

5 あとがき

道内の気象官署における研究・調査を所掌する部局は、技術部調査課である。予報課の現場職員である私は、研究・調査業務のことを云々する立場になく、この原稿の内容にも見当違いの部分が多いかも知れない。しかし、気象庁の応用分野にいる気象学会員としての少し違った立場からの物の見方もそれなりの意義があろうかと思い、「支部だより」のための原稿として提出することとした。お気に召さない点についてはお許しを頂きたい。

6 参考文献

北部管区気象研究会誌 昭和43年度～52年度

：1968～1977 札幌管区気象台

札幌気象100年記念論文集

：1976 札幌管区気象台

日本気象学会北海道支部だより 第20号

：1975 日本気象学会北海道支部

II 昭和52年度第1回研究発表会

期日 昭和53年3月16日(木) 10時より
会場 北海道大学理学部3号館(地球物理)401号教室

午前の部

1. 積雲対流群による運動量輸送のパラメトリゼーションの一方法
札管気 猪川元興
2. 寒気吹き出しによる筋状雲列の数値モデル化
札管気 猪川元興
3. 冬期季節風時下的北海道付近の雲
—ドライ・アイス霧による室内実験—
北大理 柳沢嘉親
孫野長治
4. 有珠火山灰の降水による除去作用について
北大理 高橋康哉
孫野長治
5. 多結晶雪結晶の成長について
北大低温研 小林楨作
古川義純
6. 交差角板結晶の生成機構について
北大低温研 古川義純
小林楨作

午後の部

7. 流動状態の雪の粘性と熱伝達
北大低温研 西村浩一
前野紀一
8. 煙突から出た煙塊の運動について
北大工 石崎健二
9. 北海道における夏期気温と農業経営形態の分布
札管気 大川 隆
10. 北海道の8月の天気と太陽活動
旭川市 斎藤博英
11. 積乱雲からの降雨に伴う大気電場の擾乱と雨滴電荷について
北大理 宮沢順成
菊地勝弘
12. 冬期積乱雲、雷雲下の地表電場と大気イオン濃度の挙動
室工大 織笠桂太郎

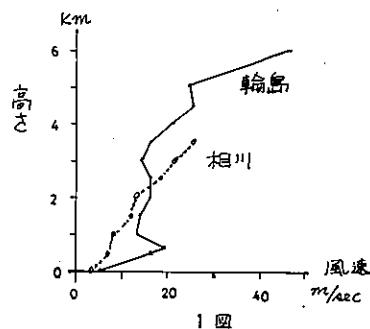
1 積雲対流群による運動量輸送のパラメトリゼーションの方法

猪川 元興 (札幌大)

§1 はじめに 積雲対流群による頭熱、水蒸気の上方への輸送は、気象方のルーチンモデルでは対流調節方式、また台風の数値モデルでは、CISK方式や対流調節方式によりパラメトライズされモデルに導入されている。ところで積雲対流群は、運動量の輸送を行なう。この効果は、風の垂直シラーの大きい偏西風帯では、特に中規模擾乱に対して、無視できないと考えられる。ここでは、対流群による運動量輸送のパラメトリゼーションの方法を提案する。

§2 対流群による運動量輸送を示す観測事実

図1^{参考}は、冬季北陸で観測された中規模擾乱に伴う収束域内(輪島)と、発散域内(相川)の風速プロファイルである。この図によれば、積雲対流の発達を収束域では、風の垂直シラーが発散域に比して十分小さくなっているが、これは対流群により運動量の上下混合が十分に行なわれた結果と推定される。又梅雨期に集中豪雨時にみられる下層ジェットも、対流群による運動量輸送が寄与しているものと考えられる。



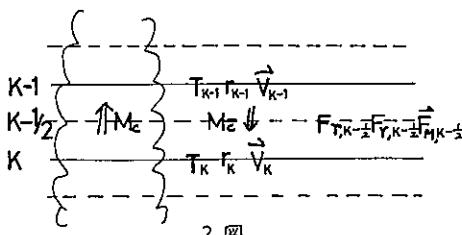
§3 パラメトリゼーション

簡単のため一般場の上昇流 $\bar{w}=0$ とする。又上の層 $k-1$ と下の層 k の2層から成る系を考える。今仮に、対流群による質量輸送 M_c (cloud mass flux) が層 $k-1$ から層 k に向かることとする。ここでそれじれの層 $k-1$ 、及において質量が保存するとすれば、質量輸送 M_c を補償すべき上層 $k-1$ から下層 k への質量輸送 $M_{\bar{c}}$ もあり $M_c = -M_{\bar{c}}$ となるだろう。

いま M_c 、 $M_{\bar{c}}$ による頭熱流束 $F_{T,k-\frac{1}{2}}$ 、水蒸気流束 $F_{q,k-\frac{1}{2}}$ 、運動量流束 $\vec{F}_{v,k-\frac{1}{2}}$ を考えると、これぞ次のようにある。

$$F_{T,k-\frac{1}{2}} = M_c (T_k - T_{k-1}) \quad \dots \text{①} \quad F_{q,k-\frac{1}{2}} = M_c (\gamma_k - \gamma_{k-1}) \quad \dots \text{②} \quad \vec{F}_{v,k-\frac{1}{2}} = M_c (\vec{V}_k - \vec{V}_{k-1}) \quad \dots \text{③}$$

①と③により、 $F_{v,k-\frac{1}{2}} = F_{T,k-\frac{1}{2}} \frac{\gamma_k - \bar{V}_{k-1}}{T_k - T_{k-1}}$ となる。



④より、対流群による運動量輸送を求めるには、頭熱流束 $F_{T,k-\frac{1}{2}}$ を求めればよい。頭熱流束は、栗原による湿润対流⁴より得られるものを使うとよい。

(栗原による湿润対流調節は、次の点に特色があるだろう。
①湿润対流の生ずる2層間の頭熱流束、水蒸気流束を求めていふ点
②吸入(entrainment)の考え方を取り入れていふ点(このため湿润対流が生ずるか否かの判定基準の中に、気温減率と湿度が有機的に取り入れられていく)
又栗原らは、この方式を用いて、台風の3次元モデルによるシミュレーションを行ない、スパイラルバンドの再現等の成果を収めた)

§4 おわりに このパラメトリゼーションは、具体的に中規模擾乱(格子間隔 $2k \sim 30k$)の数値モデル等の中に適用して、その有用性を検証する必要がある。

*1 Kurikawa 1973 Mon. Wea. Rev., 96 654-656

*2 Kurikawa and Tsuboya 1974 J. Atmos. Sci., 31 893-919

*3 二宮 気研レポート 1095 109-119 積雲対流と中規模擾乱

寒気吹き出しによる、筋状雲列の数値モデル化

猪川 元興 (札幌気)

§1 はじめに 冬季寒気吹き出し時に、海上でみられるさまざまな大きさの筋状雲のうち、筋の間隔10km程度の筋状雲が、一般流の垂直アロフイルや温度成層にどう規定されるかを調べるために 3次元数値モデルを提案する。

§2 観測事実 気象衛星写真により筋状雲を観察してみると、次の事が注目される。

①筋状雲の間隔、太さ(筋の巾)に見られる多様性:^{*1}オホーツク海東部で見られるものは、間隔10km、太さ2km程度である。日本海で見られるものは、間隔10km~60km、太さ2km~20km程度である。■筆者は以下の説明の都合上 筋の間隔10km、太さ2km程度のものを「筋状雲」、間隔50km以上、太さ10km以上のものを「帯状雲」と呼ぶ。

②筋状雲の変化: 筋状雲は風上側では、きりした筋状であるが、風下側では、その太さは小さくなり、筋の間隔も広くなり蛇行はじめ、最終的にはオーフンセル状の対流雲に変化していく。この傾向は、線状雲、帯状雲ともに見られる。

筋状雲のみられる気象条件としては、次の事が指摘される。

③一般流として10m程度(8m~20m)の季節風の吹き出しがある。

④温度成層は、雲層(海上で100m~2km)では条件付不安定、雲層より上では絶対安定、雲層より下では絶対不安定となる。^{*2}

⑤風の垂直シャーと筋状雲との関係では、垂直シャーが大きい場合に筋状雲は形成されるという説がある。^{*3}しかし筆者が十数例について調べたところ、 $1 \times 10^{-3} \text{ sec}^{-1}$ 程度の弱いシャーでも筋状雲は形成されており、風のシャーが筋状雲の形成に対し必要かつ並かに伴っては、まだ検討の余地があると思われる。

§3 過去の研究 (a) 室内実験 ① Brunt (1951)^{*4} ベナルセル状対流が発現している時、上面のふたを引きずる事により垂直シャーを作ると、筋状対流がターンが生じた。② Magano (1966)^{*5} 冷たい金属板上のドライアイス霧を暖かい金属板上に流出させると、筋状対流がターンが生じ、それはしばらく蛇行していく。

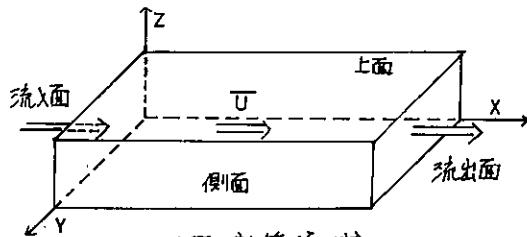
(b) 理論研究・数値実験 ① Asai (1970)^{*6} 一般流 $\bar{U}(z)$ を持つ場合、乾燥対流の性質を3次元線形モデルで調べた。流れに平行な対流モード(筋状)が発達することがわかった。② Asai and Nakasuiji (1977)^{*7} 一般流 $\bar{U}(z)$ が存在していない場合、湿润対流の性質を垂直安定度と平均鉛直流を外部パラメーターとして、2次元モデルにより調べた。対流セルの卓越モードは、位置エネルギー最小の場所に対応していた。

§4 数値モデルの概要

ここで提案するモデルは、多様な筋状雲のうち、線状雲を対象にする。これより一般と大きい帯状雲は直接の対象としない。筋状雲と帯状雲の構造が同じが異なるかの問題や、筋状雲のオーフンセル状対流への変化の問題も、計算上の制約によりモデルの対象とはしない。

このモデルは、線状雲を一般流 $\bar{U}(z)$ 、温度成層 $\bar{T}(z)$ により主に規定される湿润対流とみなす。温度成層は、雲層は条件付不安定、雲層より上は絶対安定、雲層より下は絶対不安定となる。初期条件として *at random* を擾乱を与えて時間積分を行ない、その結果達するであろう準定常状態として線状雲が再現される。

基礎方程式系は、ブジ尔斯ク近似を用い、擾乱は、 $\bar{U}(z), \bar{T}(z)$ に対して、十分小さいとし水蒸気は直接扱わず、湿润対流の効果は、簡単な形で表現した。



1図 計算領域

§ 5 基礎方程式系

$$U = \bar{U}(z) + U' \quad \dots \textcircled{1} \quad V = U' \quad W = W' \quad \bar{U} > U', U', W'$$

$$T = \bar{T}(z) + T' \quad \dots \textcircled{2} \quad \bar{T} > T' \quad \bar{P} \gg P$$

$P = \bar{P}(z) + P' \quad \dots \textcircled{3}$ $\bar{U}, \bar{T}, \bar{P}, \bar{P}$ は z のみの関数。

$P = \rho R T \quad \dots \textcircled{4}$ \bar{U}, \bar{T} は外部パラメータ。

$$\frac{\partial \bar{P}}{\partial z} = -\bar{P}g \quad \dots \textcircled{5} \quad \nabla_{\bar{U}}^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \text{ とす。}$$

$$\frac{\partial U'}{\partial z} + \bar{U} \frac{\partial U'}{\partial z} + W \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P'}{\partial x} + V_H \bar{V}_H^2 U' + V_Z \frac{\partial^2 U'}{\partial z^2} \quad \dots \textcircled{6}$$

$$\frac{\partial V'}{\partial z} + \bar{U} \frac{\partial V'}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P'}{\partial y} + V_H \bar{V}_H^2 V' + V_Z \frac{\partial^2 V'}{\partial z^2} \quad \dots \textcircled{7}$$

$$\frac{\partial W'}{\partial z} + \bar{U} \frac{\partial W'}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P'}{\partial z} + g \frac{\bar{T}'}{T} + V_H \bar{V}_H^2 W' + V_Z \frac{\partial^2 W'}{\partial z^2} \quad \dots \textcircled{8}$$

$$\frac{\partial T'}{\partial z} + \bar{U} \frac{\partial T'}{\partial z} + W \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} = -g_d w + \frac{Q_c}{C_p} + k_H \bar{V}_H^2 T' + k_L \frac{\partial^2 (\bar{T} + T')}{\partial z^2} \quad \dots \textcircled{9}$$

$$c = c' \frac{Q_c}{C_p} = \left\{ \begin{array}{l} W'(Q_d - Y_m) \\ 0 \end{array} \right. \quad \dots \text{上記以外の場合}$$

$$\frac{\partial U'}{\partial x} + \frac{\partial V'}{\partial y} + \frac{\partial W'}{\partial z} = 0 \quad \dots \textcircled{10}$$

P' は 関数 diagnostic eq.

$$-\nabla^2 P' + \frac{1}{\rho} \frac{\partial^2 P'}{\partial z^2} - \bar{P}g \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{T'}{T} \right) = 0 \quad \dots \textcircled{11}$$

§ 6 格子の取り方、差分法

格子間隔は、個々の対流セルの再現のため 0.2 K 以下とする。格子の取り方は図 2 のようにして、差分法は以下のようとする。

時間微分 forward time difference

移流項 up-stream difference

移流項以外の空間微分 central difference

§ 7 計算領域・境界条件・初期条件

計算領域は、図 1 のようにとり最小限 $10 \times 10 \times 2$ km が必要である。綿状雲の卓越間隔を調べるには、 x 方向の巾は、30 km 以上が望まれる。

両側面の境界条件は、綿状雲の周期性を考えて、すべての物理量は等しいとする。 $P' = 0$ とする。流入面、流出面の境界条件は、 x 方向の領域の長さを短くせざるを得ない（計算上の制約）もあって、 $T' = 0$ 全ての物理量は両面で等しいとする。こうするとここでにより準定常状態が実現される保証はないが、§ 3(c)② の結果を見れば、多分実現されるだろうと推定される。上面、下面の境界条件は（図 3 参照） $T' = w' = 0$ ($n = 1/2, N+1/2$)、

$$P' = 0 \quad (n=0, n=N+1), \frac{\partial U'}{\partial z} = \frac{\partial V'}{\partial z} = 0 \quad (n=0 \sim 1, n=N \sim N+1)$$

初期条件は、§ 3(c)② と同様に、 T' は at random を擾乱を与える。この時 (11) 式により P' がきまる。

さあやりに、計算領域の大きさ、物理仮設その他細部においては、実際にこのモデルを適用させる時決定する。最後に、元木氏はじめ、札幌気象台の人達に感謝する。

*1 国林俊雄 気研 1-ト 113号 37-73

*2 久保田 効 気研 1-ト 115号 193-216

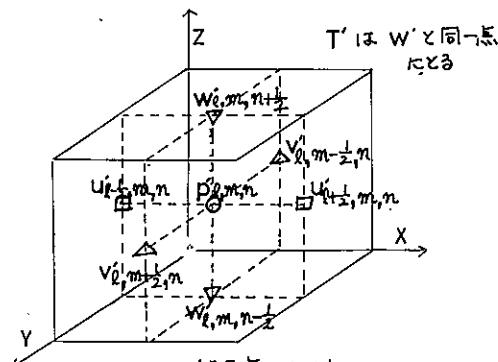
*3 Tsuchiya and Fujita 1967 J. Met. Soc. Japan 45 232-250

*4 Brunt 1951 Compendium of Met. Amer. Met. Soc. 1255-1262

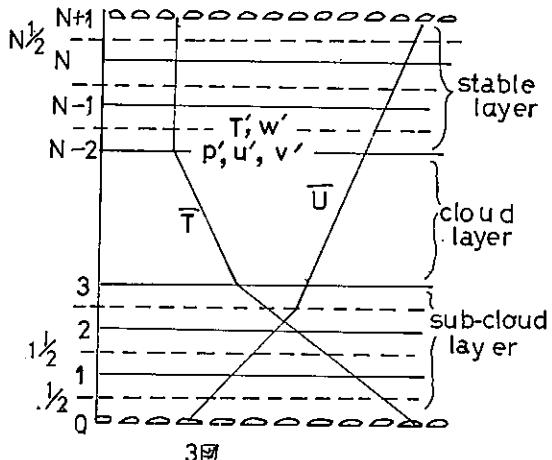
*5 Magono et al 1966 Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII 2 287-308

*6 Asai 1970 J. Met. Soc. Japan 48 18-29

*7 Asai and Nakasujii 1977 J. Met. Soc. Japan 55 151-167



2回 格子点のとり方



3回

冬期季節風時下の化粧道付近の雲
ドライ・アイス霧による室内実験一

柳沢嘉龍・孫野長治（北大・理）

I. はじめに

ドライ・アイス霧の準定常流を用いて、冬期、日本海を渡り不安定となる気流を、室内実験で再現し、不安定気流の地形変質効果を見た。実験は、2つ部分なり成る。(1)北海道の地形模型に依る変質効果、(2)孤立峰と湾に依る変質効果。(1)にあつては、雲の特徴的パターンを、フルード数と対比して論じ、室内実験のパターンと、衛星写真のパターンが似て傾向を持ることを示す。(2)にあつては、孤立峰風下のバンド雲構造と、湾に依る収束効果と、定性的に示し、(1)にみける雲パターンが二つの種類合せの効果を生じていることを示す。

II. 実験装置

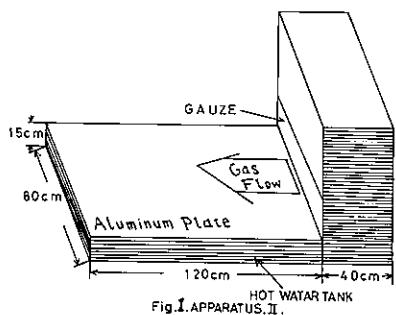


Fig. 1. APPARATUS. II.

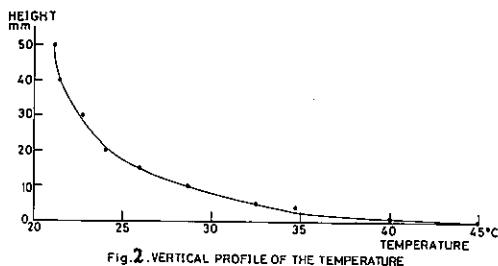


Fig. 2. VERTICAL PROFILE OF THE TEMPERATURE

前回(1977年春季大会)用いた装置を、不安定気流を実現するために改作した。ドライ・アイス霧の流出する平面を、5mm厚、アルミ板とし、それを、湯槽に接するとして、平面の温度を調節できようようにした。今回実験では、不安定気流は、下面の温度が、45°C付近で、温度の垂直分布は、図2に示される。なお、装置の概略は、図1-1を参照のこと。

III. 実験(1)

装置: Ⅱの装置を下地とし、北海道地形模型を、上に置く。地形模型は、水平縮尺が100万分の1、高さ方向には、10万分の1の縮尺を用いた。縮尺は、国林(1972)に依り、天然の筋状雲の平均的間隔が30kmぐらいであり、実験では、3cm<="らう"に成ること。さらに、天然の筋状雲の間隔と、雲頂までの高さの比が10:1であることに對し、実験室では、2:1にあることから、高さ方向に、少々と比例して、誇張が必要であると想われるからである。なお、模型の温度調節は、出来る限りのものに、模型温度は、ほぼ、室温23°C付近にある。従って、模型に依る熱的変質効果は、取り入れられ

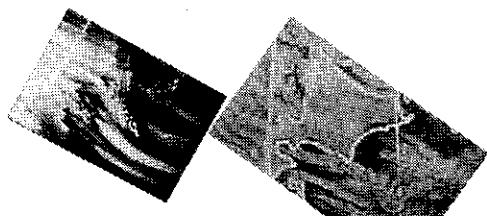


Fig. 3 a. In the case of NE wind direction.
(by the experiment F=0.5)
Pattern ①

Fig. 3 b. Same as 3 a.
(satellite picture F=0.2
0858JST 22 JAN 1976)

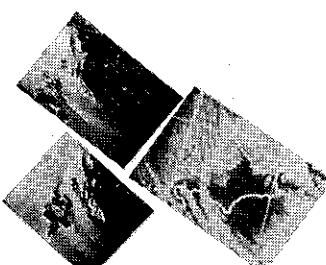


Fig. 4 a. Same as 3 a, except
for pattern ②.
(by the experiment F=1.5 upper
F=0.7 lower)

Fig. 4 b. Same as 3 b.
(Satellite picture F=1.0
0913JST 1 DEC 1975)

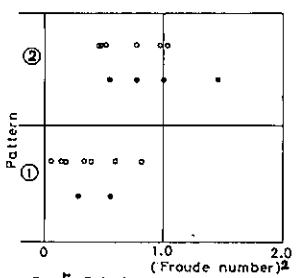


Fig. 5. Relations between Froude number and the pattern.

○は衛星写真より

●は実験値

天然気では、札幌の高層データを用い、北は、図5の様に分類される。パターン①は $F^2 \approx 0.5$ の値と、パターン②は、 $F^2 \approx 1.0$ を越える値を、持つことか解る。また、高さ方向に5倍なりして模型実験を行ふと、 F^2 値が、図において右の方に、ずれることが解る。しかし、1/10の模型の場合にも、パターンは、明確に分かれ、衛星写真の場合と、 F^2 値に、みて、同様の傾向を示すことがわかる。

肉題：衛星写真から求めた F^2 値のパラツキが氣に付く所で市立山、二山は、天然気風向も一様とは限らないなど、要素を組み合わせて市立山と想われる。Froude数以外の無次元数で、パターンを、明確に分類できうるか。選択したり山は、山立山。

四、実験(2)

不安定領域を形成する下地面上に、安生の湾を刻んで平移して置くと、湾が、流れに向かっている場合と、流れの流出方向に向かっている場合の双方にない、湾後方に、収束域が出来る。これは、特に、湾平面が、高くなる、ている場合には、ConVECTIVEハンド雪を生ずる。これは、特に、音波湾から入り込むハンド雪の解放が1つであり、石狩湾を抜けるハンド雪にも、同様の効果が働いてると考えられる。実験結果は、図6に示す。さらに、不安定領域に、孤立峰がある時、下流域に、ハンド雪が、生ずる。二山日山崎(1968)にも報告されている。二山ハンド雪は、一つ、漏管より成り、特に、山並み、円柱状に近く急峻な場合に、漏管は、明確に目立つ。二山は、空度(=風速)が遙くなると不明確となり、強い流れは示さず、霧の特徴となる。これは、孤立峰によく、障害物で囲まれた気流の収束効果か、対流の活動度を左に大きく、右に移動し、流速が遙くなる場合、不明確となると考えられる。これは、図7に示される。

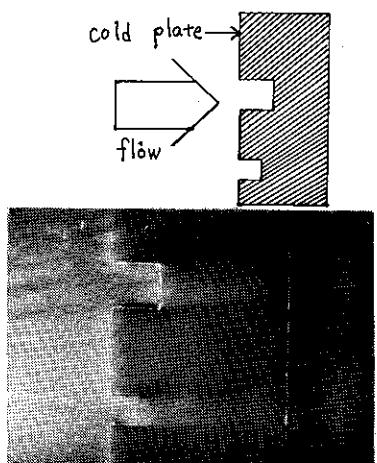


図6. 湾の収束効果

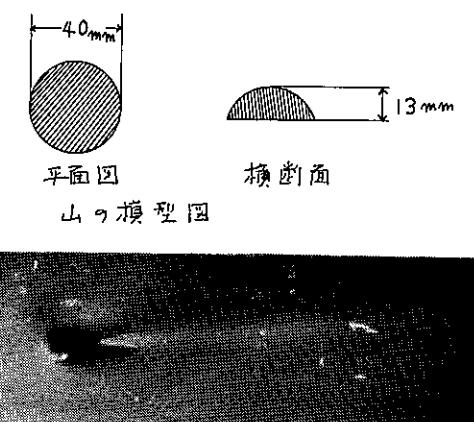


図7. 孤立峰の背後ハンド雪

有珠火山灰の降水による除去作用について

高橋 康哉
孫野 長治 (北大・理)

一、はじめに

有珠山は77年8月7日朝より噴火活動を開始し、特に7, 8, 9日の噴煙は1万㍍を越えた。又、降灰現象が全道的にみられ、札幌でも8日から9日にかけて数々の降灰が観測された。本発表では、この時の火山灰の粒径分布の測定結果と若干の気象学的考察を行なう。

火山灰の試料としては8月10日北大理学部三号館屋上で採取したものと、9日1時から9時迄雨を瓶に受けたものを使用した。尚、その時の天気は8日風曇から雨がばらつき始め、夜半より大雨となった(日降水量: 8日 2.0 mm, 9日 92.5 mm)。従って10日採取の火山灰と9日の雨水中の火山灰の差は雨があまり降っていないかった8日18時半頃の降灰を含むか否かにある。

又、8月11日18時ヒ16日11時にカバーがラス上に採取した雨滴に火山灰が含まれていたので合わせて報告する。

二、測定方法

a) 粒径分布

ア. 光学顕微鏡

イ. 電子顕微鏡 (Fig. 1. 参照)

ウ. 篩

エ. 光透過式粒度分布測定器
(液相沈降法の一種)

オ. 沈降天秤

測定器としては以上五種を用いた。粒径分布はアヒイ或るいはウヒエ(又はエ及ビオ)を組み合わせることに依って求めた。

尚、エではある範囲で遠心分離機を用い、強制沈降させた。

б) 密度

粒径毎にピクノメーターを用いて計った。

三、結果

Fig. 2. は得られた火山灰の粒径分布の一部で、横軸は火山灰を球とした時の直径、縦軸は粒子数(但し、その絶対値には特別な意味はない。)を示す。

細線が8月10日採取の火山灰、太線が9日採取の雨水中に含まれていた火山灰についての粒径分布を示し、実線は光学顕微鏡(・)及び電子顕微鏡(○)、点線は光透過式粒度分布測定器に依るものであり、測定方法に

Fig. 1. 火山灰の電子顕微鏡写真

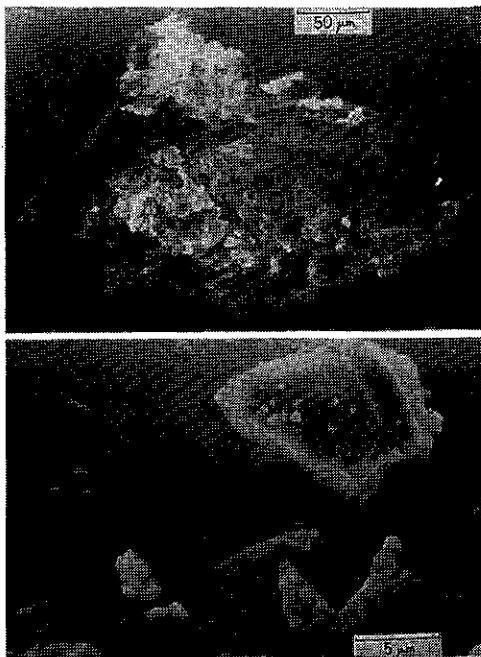
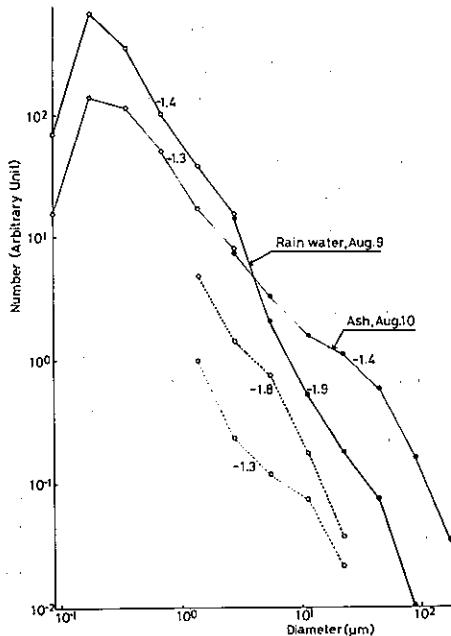


Fig. 2. 火山灰の粒径分布



よ、この傾向の違いはない。

図中に示されている数値は直線とした時の傾きを示す。この傾きについて比較出来るものはないが、Hobbs等(Science, vol. 195, 1977)によるSt. Augustine volcanoでの飛行機観測の結果をみると、white plumeの時に約-1.7, eruptionの時(1 μm以下はcoagulationによる為か逆に減少しているので除く)-2.0位になっている。

四、気象学的考察

先ず、Dry falloutを考える。落下速度の計算は30 μm以下ではStokes' eq.に依り、それ以上では慣性項を考慮してFuchsの表(Fuchs, N. A., "The Mechanics of Aerosols")を用いた。又、水平方向への移動は8日21時の札幌での高層データーを用いた。Fig. 3.にはこのようにして求めた火山灰の落下経路を示す。縦軸が高度、横軸が有珠山との距離を示し、横軸には有珠山からの直線距離による札幌・旭川・網走の位置をも記した。

図から判るように、火山灰粒子が噴煙の頂上(約250 mb)から降下したとすると札幌では直径300 μm程度のものが降り、仮りに600 mbより降下したとしても約100 μmのものが降る。従って、札幌では10⁻² μm orderのもののDry falloutが予想される。これは実際に最大が数100 μm程度であったことと大変良く一致している。しかし、Fig. 2.のように実際の粒度分布では100 μmより小さいものが全体の殆どを占めているので、これらの粒子については一つずつの粒子のDry fallout以外の機構を考える必要がある(たとえ有珠山の高さから降ってきたとしても30 μm程度以下は有り得ない)。その機構としては次の二つが考えられる。

a) 雨粒によるRainout, 反び雨

滴・水晶によるWashout

b) 地上に達する位の大きな粒子
子になる様な小さな火山灰
同志の凝集、或いはDry
fallout出来る大きさの粒子に
小さな粒子が付着・凝集。

どちらの効果が大きいかにつけて、はっきりとは言えないが、Fig. 2.に示したように9日及び10日採取の火山灰の粒径分布の違いからすると、a)の効果が大きいと考えられる。又、Hobbs等(前掲)に依ると噴火時にb)の効果が顕著にみられたのは10⁻²~1 μmであるから、b)だけでは1~10² μmが説明出来ない。

五、雨滴中の火山灰

8月11日18時と16日11時にカバーガラス上に採取した雨滴に火山灰が含まれていた(Fig. 4.)。それぞれの場合、丸一日以上噴火のない時であるから、どうして大気中に存在したのか問題となるが、恐らく一度落下したものが再び舞い上がり、たものと想像される。

Fig. 3. 火山灰のDry fallout

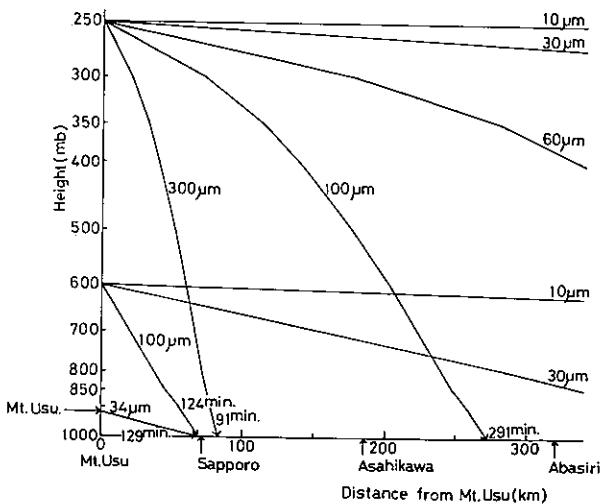
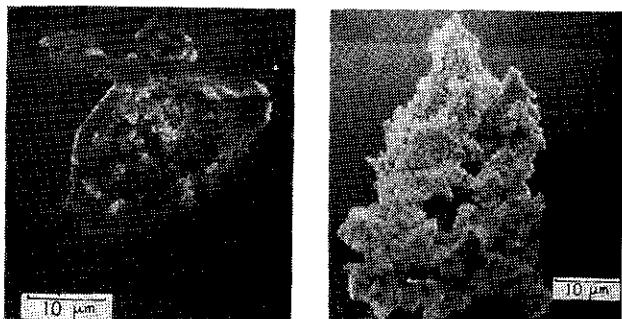


Fig. 4. 雨滴に含まれていた火山灰



多結晶雪結晶の成長について

小林 複作 (北大低温研)
古川 義純 (" ")

中谷-Mason-小林のダイヤグラムが提出されて、すでに久しい。近年菊地[1977]は、南極地域あるいはカナダ北西域において-25°C以下のアイス フオック中に、いわゆる奇形の雪を見つけ、上記ダイヤグラムへの疑問を提起している。そこで本稿では、上記ダイヤグラムが示しているものは何かを再考すると共に、奇形の雪を含む多結晶の雪結晶の成長を論ずるに当って、注意すべき点を指摘したり。ただし、本稿はごく概観的な話にとどめ、具体的な例としては、つぎの「交差角板の生成構造」に論述される。

中谷のダイヤグラムは、雲物理の立場から、結晶と環境条件つまり気温と水蒸気の過飽和度との関係を示したものであるが、その後結晶成長の構造と理論的研究が進むにつれ、雪結晶の形態もそのような立場から理解するよう試みられ、小林のダイヤグラムは、雪結晶の形態を成長構造から説明したものといえる。その図は雪結晶の晶癖が温度によって変わり、成長の型が過飽和によって変わることを示している。晶癖の変化は、その後 Mason, Hobbs らによって理論的解説が試みられておりが、十分に理解されたとはいえない。成長の型の変化については、形の安定-不安定の立場から、Chernov [1974], 黒田[1977]により定性的にはほぼ説明されたといつてよい。

ところで小林ダイヤグラムの適用範囲を考えみると、これは単結晶の沿面成長の場合である。氷晶の核が低温度で発生するときには、蒸気相からである[Kobayashi, 1974], 過冷却水滴の凍結からである[Uyeda, 1976], 双晶や多結晶になることが知られているから、これは比較的高温度で核の発生をみた雪結晶につりえる。沿面成長といふのは、結晶面に沿ってつぎつぎと新たな成長層(ステップ)が広がることによりその面の厚みを増し、結晶全体が成長すこしづつである。高過飽和の場合には、結晶の隅や棱で二次元核が生じ成長層の源となり、低温飽和の場合には、結晶面の中央部にあるらせん転位が成長層の源となる。雪の結晶が、過冷却水雲の中といふ高過飽和のもとで成長するのは、一般的の結晶成長からみれば、さうめで特殊な、見落してならない重要な条件であり、雪の結晶が角板-扇形-樹枝状と、あるいは角柱-サヤー針と変化するのは、この二次元核による沿面成長の典型的な例といつてよい。多結晶の雪結晶の場合でも、高過飽和のもとで沿面成長を行なうときには、個々の要素結晶(単結晶)につりては小林ダイヤグラムが適用され、立体および放射樹枝、角柱および砲弾集合などがこれにあてはまる[Kobayashi, 1976]。

-20°C以下の雪や氷晶で卓越してみられるのは、角柱(板晶)であるが、アイス フオックの中のような低温飽和のもとで成長する場合には、交差角板が80%ほどを占め、残りの奇形の中では、いわゆる“ごへい”形が数%を占める[梶川, 1977]。これら多結晶の氷晶の成長を理解するに当っては、結晶境界の果たす役割が大きい。一般には双晶の凹入角成長として知られるもので、二次元核成長が超らなりような低過飽和のもとで大きく成長に寄与する。交差角板、“ごへい”的な場合は一般的の凹入角成長とは異なるが、結晶(双晶)境界に沿う方向に選択的に成長することがさうめで特徴的で、これは境界の露頭が、低温飽和のもとで有効なステップを絶えず供給していることを意味している。われわれは、このような境界構造にもとづく成長構造を、交差角板を例にとって、つぎに明らかにする。

以上要約すると、小林ダイヤグラムの適用範囲を改めて確認し、つぎに交差角板、“ごへい”など、多結晶雪結晶が低温飽和で成長するときの、結晶境界の重要な働きを指摘して、これらが上記ダイヤグラムとは矛盾はしないことを示した。

[参考文献] 菊地勝弘; 1977 サイエンス 特集大気科学, A. A. Chernov; 1974 J. Crystal Growth 24/25, 11, T. Kuroda et al.; 1977 J. Crystal Growth 42, 41, T. Kobayashi; 1974 J. Atmos. Sci. 31, 1977, H. Uyeda et al.; 1976 J. Met. Soc. Japan 54, 267, T. Kobayashi et al.; 1976 J. Crystal Growth 32, 233, Ditto. 35, 262, 梶川正弘他; 1977 気象学会秋季大会予稿集 33, 7.

交差角板結晶の生成機構について

古川 義純 (北大低温研)
小林 複作 (・・・)

§1.はじめに

-20°C 以下の低温度、低過飽和のもとで成長する交差角板、“奇形”などの多結晶雪結晶は、これらの結晶の生成のうえで境界面の構造が重要な役割を果たすことを前の“多結晶雪結晶の生成”で述べた。本稿では、初めに、氷結晶の境界面構造を知るために、CSL(Coincidence Site Lattice)理論を適用した結果について述べ、次に交差角板の生成機構について論ずる。最後に、典型的な“奇形”結晶の一つである“ごへい”的生成についても述べる。

§2.氷結晶の境界面構造 (CSL理論の立場から)

氷結晶に CSL理論を適用する。仕事の結晶軸を回転軸として、結晶格子を適当な角度回転すると、回転の前後で格子点の位置が一致するものが空間的に配列する。この一致点を Coincidence-Site, それを作る super lattice を CSL と呼ぶ。Coincidence-Siteを空間的に結んでできる面が結晶境界面になり、Coincidence Site の分布密度が高い程(その逆数区が小さい程)低エネルギーの境界面が期待される。

氷結晶を $[11\bar{2}0]$ の周りに 70.3° 回転した場合 ($70.3^\circ/[11\bar{2}0]$) の格子点の配列を Fig. 1 に示した。回転軸は紙面に垂直で、この軸に直交する同一面上の格子点を ● と ▲ で示し、回転後の格子点の配列は、○と△でそれぞれ示されている。□で囲った点が Coincidence Site で、N は 9 である。可能な CSL 関係を Table 1 に示した。一方、氷結晶は、1 個の O-原子から 4 方向に伸びる水素結合で構成されているため、結晶境界面で双方の結晶が完全な水素結合で結合で玉たためには、隣接した格子点が Coincidence-Site でなければならぬ。Table 1 でこの条件を満たすものは水で示した。 $70.3^\circ/[11\bar{2}0]$ の CSL 関係は、中でも隣接した Coincidence-Site が集中して生じ(Fig. 1), 最も小さく低エネルギーの境界面が期待される。

Fig. 1 にみられる Super lattice を Fig. 2 に示した。卓は、Coincidence-Site の隣接する位置に対応する。

Fig.1

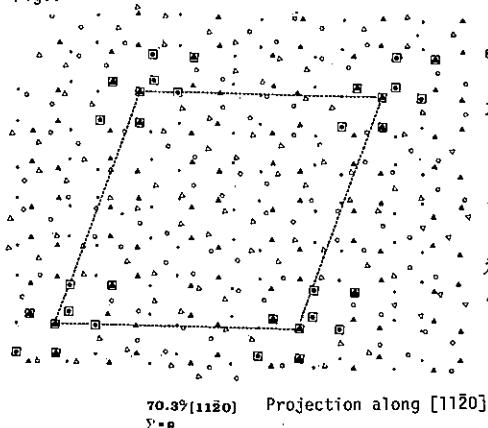


Table 1 CSL relationships of ice crystal

Σ	Σ'
* 60°/[0001]	2 * 38.8°/[11̄20]
* 21.8°/[0001]	7 * 44.2°/[10̄10]
* 27.8°/[0001]	13 78.7°/[10̄10]
* 70.3°/[11̄20]	9 62.7°/[10̄10]
	11 93.3°/[11̄20]

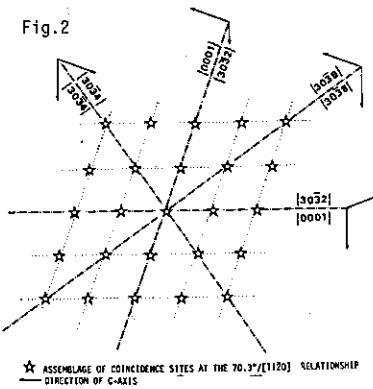
*: Perfect hydrogen bondings can be constructed between a coincidence site and neighboring coincidence site.

Σ: The reciprocal density of coincidence sites

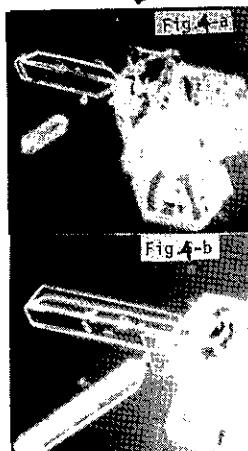
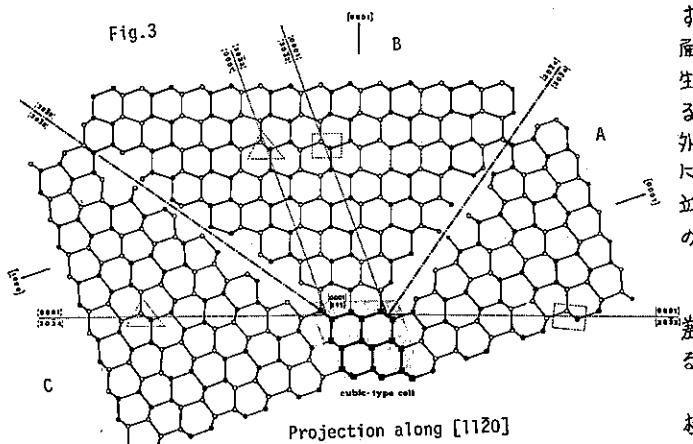
紙面に垂直な境界面のいくつかをそれぞれ一点鎖線で示し、境界面をはさむ双方の結晶の結晶面の指數を示している。ここで、{3034} あるいは {13038} どうしの結合が従来の CSL 理論による境界面に対応する。

§3. 多結晶種結晶の生成

氷の Cubic 構造は、準安定状態にあり、通常の Hexagonal 構造とエネルギー的に大差はない。従って Nucleation の初期に Cubic 構造が生成されるに考えてよい。Fig. 3 に示した様に Cubic 構造の {111} の上に通常の結晶が成長すれば、多結晶が生成される。



{111} どうしの面間角は、 10° 又は 110° であるため、結晶 A と B の間の境界面は $70.3^\circ/[11̄20]$ の CSL 境界面となる。また、B と C の間も同様である。遂に Cubic 構造が 70° の角度をも



二枚羽のスケッチを示した。2枚の(0001)プレート(A,B)は、互いに 70° 又は 110° の角度で交差することが知られており、この間の境界面は、 $70.3^\circ/[11\bar{2}0]$ のCSL境界面である。今、特徴的な矢印方向への成長を考えるため、双方の結晶の(1010)及び境界面の交わるab部分に注目する。

双方の結晶の(1010)上のGrowth layerは、CSL境界面においてFig. 6-aの様に互い違ひの結合をしている。この境界面の上の結合に対しFig. 6-bに示した様な互い違ひの構造を考える(形式的には、 $70.3^\circ/[11\bar{2}0]$ のCSL関係をもつSuper latticeについて $[1\bar{0}][E1\bar{1}\bar{2}0]$ のBergers vectorをもつらせんタイアの転位[Grain Boundary dislocation; GBD]を考えると理解し易い。Fig. 6-bでは2本のGBDが境界面上にある。)この時、b,dの内の双方の結晶のGrowth layersは、1.5ユニットのくい違ひとなり、B結晶の上への新しいGrowth layerのNucleation siteとなる。Nucleateされたlayerが拡がりこの面上をおおうとACが今度はA結晶の側のNucleation siteとなる。この過程がくり返しあることによって、結晶は全体として矢印で示した方向への成長が可能となる。従って、Fig. 5の(1010)が成長した結果として(0001)が大きく拡がり、差角板結晶が形成される。Fig. 4に示した実験は、この

が規定され、それからCSL境界面が構成されて各結晶の種結晶が生成される。この種結晶と構成する個々の要素結晶が、結晶周辺の外的状況により小林ダイアグラムに従って成長することによって、立体樹枝、放射樹枝、砲弾集合等の多結晶雪結晶が生成される。

§4 差角板の生成

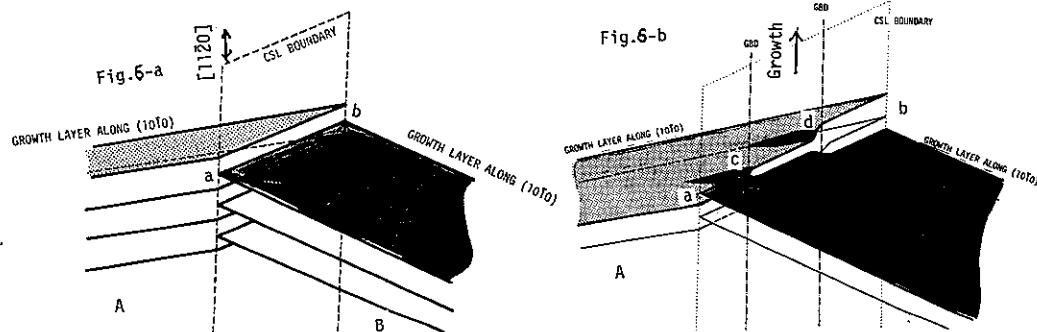
小林ダイアグラムに従めて石川差角板は、 -20°C 以下の気温になると降雪結晶の 70% 割を占める。

Fig. 4に天然で採取した差角板の成長の様子を示した。3枚羽

の差角板が、矢印方向への特徴的な成長を起している。成長温度は -26°C で、 -20°C 以上では、このような成長は観察されない。この成長機構は、次の様に説明される。

Fig. 5に差角板(

二枚羽)のスケッチを示した。2枚の(0001)プレート(A,B)は、互いに 70° 又は 110° の角度で交差することが知られており、この間の境界面は、 $70.3^\circ/[11\bar{2}0]$ のCSL境界面である。今、特徴的な矢印方向への成長を考えるために、双方の結晶の(1010)及び境界面の交わるab部分に注目する。



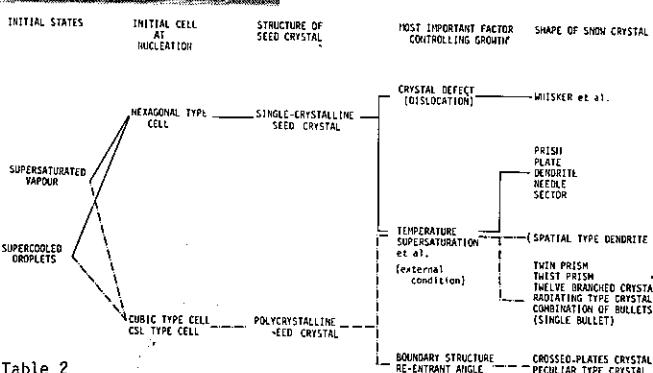
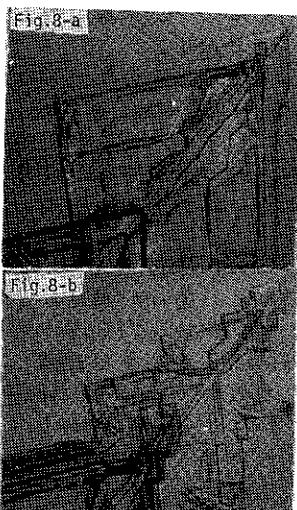
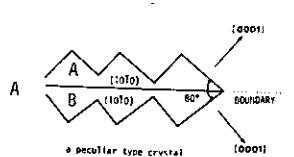
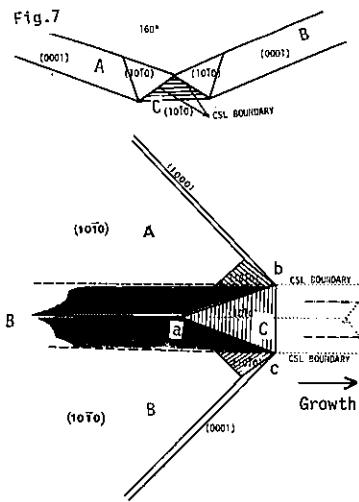


Table 2

様の成長の機構か二次元核による沿面成長の Rate が遅い時に有効となり 特徴的な形態の交差角板が生成されることを示している。

まよ “ごへい”型結晶の生成

奇形結晶の最も典型的な“ごへい”型結晶の生成も次のように説明される。

Fig. 7-a に“ごへい”的スキームを示した。測定によれば要素結晶 A, B の C 軸の互いの角度は 100° が多い。同図 B はその先端部の構造と示した。結晶 A, B の間にオミの L 型結晶 C が $70.3^\circ / [1\bar{1}\bar{2}0]$ の CSL 境界面を介して形成されている。先端の ab,あるいは ac で交差角板の場合と同じ成長機構が働けば矢印方向への選択的成長が起る。このあと (0001) 上を Growth Step が拡がり、これが Bunching を起して大まな階段構造を作り、“ごへい”型結晶が生成される。(この様な構造を考えると要素結晶 A, B の (10T0) どうしは互いに約 160° の角度となる。極口によれば、天然の“ごへい”型結晶の場合も、要素結晶 A, B の (10T0) は、同一面にないことが報じられている。)

Fig. 8 は、“ごへい”型結晶の成長の様子を天然の結晶を使って示している。成長温度は -26°C で -20°C 以上の温度条件では、要素結晶 A, B が小林ダイアグラムに従った成長と示し、“ごへい”型結晶は生成される。

以上に述べた CSL 境界の境界面での (10T0) layer のくい連続構造は、Nucleation の際の急激な境界面の形成の時に導入されたことかであろう。

ま6 おわりに。

二次元核形成によって Control された成長(小林ダイアグラムに従った成長)において、Growth rate は、成長温度の低下とともに急激に小さくなると一般に考えられる。これに対し、CSL 境界面の構造が結晶の成長に関与した場合の growth rate は、温度による急激な変化はないであろう。従って高温度での種結晶からの成長は、二次元核形成によって個々の要素結晶が Control され、小林ダイアグラムに従つた形態の多結晶雪結晶が卓越するが、低温度になると過飽和が低くなる(前稿参照)ことによって、境界面構造に寄与する Growth が支配的となり、上に述べた交差角板、“ごへい”に代表される奇形等が生成されると考えられよう。

まとめとして、Table 2 に Nucleation から種々の形態の雪結晶の生成されるまでの流れ図を示しておく。雪結晶の草なる形態に注目するのでではなく、それらの結晶がどの様な加口せいで、どのような機構で生成されたかという点を注意して将来的雪結晶の研究を進めなければならぬ。

流動状態の雪の粘性と熱伝達

西村 葉一 (北大・他窓研)
前野 紀一 (北大・他窓研)

I. 緒言

雪は空気の中に氷の粒が分散した二成分系の混合体である。固体粒子である雪粒が媒体である空気と共に相互に運動している状態、これを流動状態の雪といふ。この現象は自然界にも発現し、例えは雪煙を空中高くまきあげる粉雪崩や地吹雪は、その一例と考えることができる。こうした雪氷学において重要な自然現象である雪崩や吹雪の基礎研究と、実際に流動状態にある雪を実験室で作り出し、その一般的特性、特に運動量輸送とエネルギー輸送としての熱伝達について詳しく述べよう。

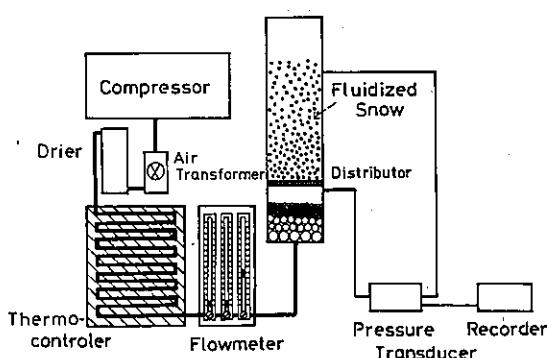


Fig. 1

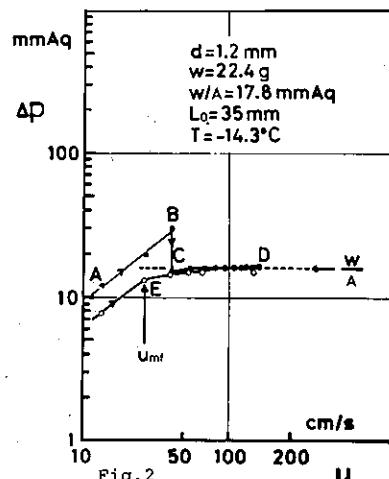


Fig. 2

II. 実験装置

実験装置の概略を Fig. 1 に示す。流動層の本体は内径 4 cm の透明アクリル円筒で、この中に、いろいろな大きさと形の雪粒子を充填する。流動化流体である空気は、コンプレッサーから除湿器、恒温槽を経てある一定の温度に保たれ、かつ流量計で流量を調整された円筒の下方から層内に送りこまされる。管内に空気を均一に分散させるため円筒入口に大小のガラス玉を順次積み上げ、かつ直徑 0.3 mm の穴を 1/mm 間隔にあけた多孔板を使用した。

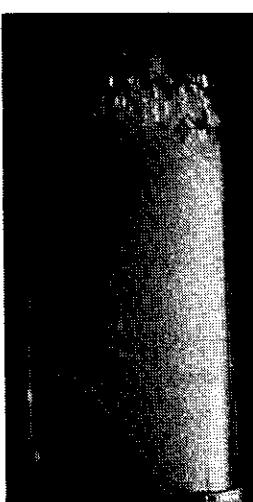


Fig. 3

III. 流動化過程と雪粒子層上下の圧力差

流動化過程のエネルギー状態を調べるために Fig. 1 に示すように、流動層のすぐ下部と充分上部の間の圧力差 (ΔP) を測定した。測定にはストレインゲージを用いた圧力変換器が使用され、データはペン書き記録計に記録された。こうして得られた圧力差と速度 (U) の関係を表す代表的な一例を Fig. 2 に示す。 $A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow D \rightarrow E$ が実験経過を示す。粒径 $d = 1.2 \text{ mm}$ の雪を 22.4 g 充填し、流速を増加させると ΔP はほぼ直線的に増加するが、流動化はそこらで止まる。流速が $40 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-1}$ のところでは装置に力学的な衝撃を与える。粒子間の付着力を破ると流動化がはじまり ΔP が C にまで一気に減少する。更に流速を増しても ΔP はほぼ一定値を保つ (D)。この時の圧力差は雪の全重量 (W) と流動層の断面積 (A) で割った値には等しい。この流動状態における雪の構造を Fig. 3 に示す。雪粒子の運動は非常に複雑であり、粒子における分子の無秩序運動と類似しており、たとえば、粒径が大

きくかた粒子の空間密度が高い時の流动状態は弾性で、いろいろ液体の様子に大変似ている。次に速さDから速度を減少させていくとEで流动化が終る(4P)は減少してしまった。このE点の速度が最小流动化速度(U_{mf})と考えらる。

IV. 滑 性

流动および固定状態の雪の粘性の測定にはStormer型粘度計を使用した。その略図をFig.4の右上に示す。10gの錐により10ギルと一緒に力を回転させ、100回転するのに要する時間で測定する。この値とあらかじめ粘度計校正用標準液を用いて絶対粘度(η)に換算しておくことにより、流动状態の雪の粘性係数を求めた。Fig.4の如く、速度の遅い間は粘性係数は速度の増加に対して急激に減少するが、速度が大きくなり流动状態が十分に発達するに至ればゆるやかになる。また粒子の大きさが粘性に与える影響に注目すると、平均粒径の増大とともに粘性係数が増加している。十分に発達した流动状態の粘性係数は、粒径 $d=1.2\text{ mm}$ で $\eta = 0.83cP$ となり、 25°C における水の値とほぼ等しい。

流动状態の雪はその粒子の複雑な運動を反映して、挿入された物体に浮力を与えること、および流量の増加による体積の膨張等の実験結果から、液体的性質をもつことが結論されている。液体の粘性をあらわす式はAndradeにより実験的に以下のように求められていて、

$$\eta = A \exp(E/RT) \quad E: \text{液体分子の活性エネルギー} \\ R: \text{気体定数}, \quad A: \text{定数}$$

ここで流动状態の雪の粘性は同じ液体的性質を仮定すると、上式のTをひいたとき以下のようにもつて考えらる。

$\eta = A' \exp(B/U) \quad A', B: \text{定数}$

ここで U と η との関係を調べた結果がFig.5である。左山右山山の直線関係を示している。またこの直線が流速の大きい領域と小さい領域で勾配が異なることから、流动状態の雪の粘性には少なくとも二つの異なるメカニズムが関与していることが結論された。

V. 流動状態の雪の中に挿入した固体球の表面熱伝達

雪の熱伝達係数を測定するため、直径5mmの真鍮球の中心部に太さ0.3mmの銅-コンスタントンの熱電対を埋め込み、これを液体窒素の中に浸して約-180℃にまで冷却したあと、固定状態及び流动状態の雪の中心軸上に挿入し、中心温度の上昇を記録計に記録した。この上昇速度から熱伝達係数(h)を求めた結果がFig.6である。点線は雪としないで風だけを吹かせた場合である。

この値はRomets-Marshall(1952)による強制通風での理論および実験式にほぼ一致する。流动化以前は h は風速と共に直線的に増加するが、流动化が起こるとほぼ一定値をもつ。この値は雪を含まない時の値より3倍以上大きい。このように熱伝達の効率が良くなるのは雪粒子の衝突と雪粒子の存在による空気の乱流熱伝散の増大によるものと考えらる。

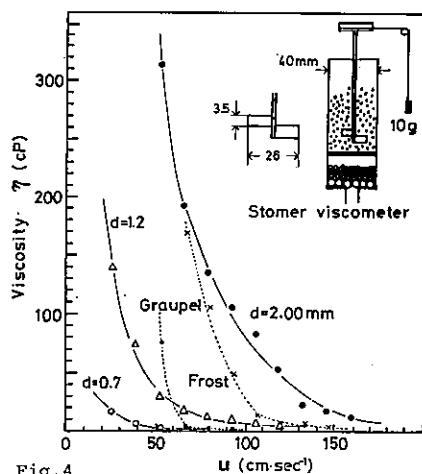


Fig.4

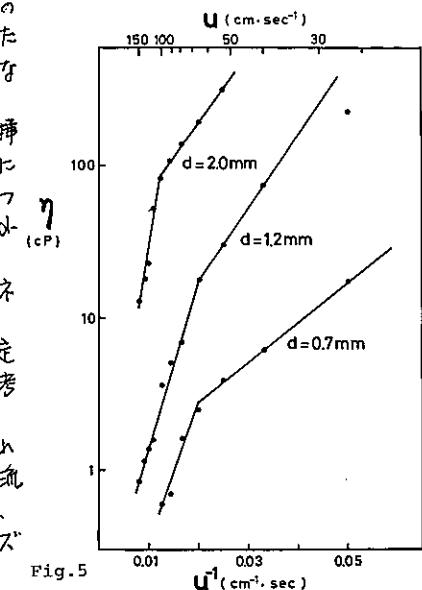


Fig.5

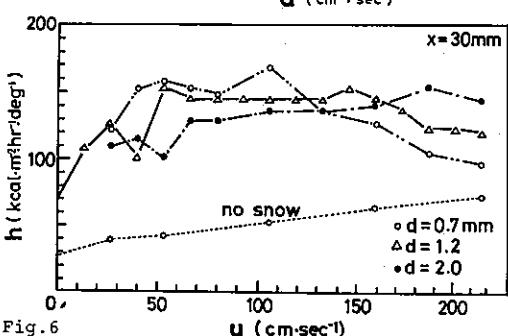


Fig.6

煙突から出た煙塊の運動について

石崎 健二 (北大工学部)

1. はじめに

煙突から出た煙塊が船直方向についてかかなり直線的な運動をすることをすでに報告した。横からみた煙塊の流跡線を描いてみると、上下にはあまり振動せずになめらかな曲線になるのである。次に問題になるのは横方向(煙の平均的な流れ方向に直角な水平方向)についてはどうか、ということである。このことを調べるために。

十分高い真上から煙を写真撮影するか、横からみて三次元的に煙の位置を測定しなければならない。ここでは後者の方法をとり、比較的簡単に観測のできる二点写真法を採用した。まだ予備観測的ではあるが、方法と得られた結果について簡単に報告する。

2. 観測と処理の方法

測定対象物から適当にはなれた二つの地点にカメラを配置する(図-1参照)。この二つの観測地点A, Bと、基準物体(図-1では200m煙突の出口)の三者の位置がわかるとしている。観測点Aから写す写真に基準物体と測定対象物が写り、いれば、写真上から両者の間の角度(α)を求めることができる。同様にして観測点Bで角度(β)を求めれば、測定対象物の水平位置がわかる。さらに、どちらかの観測点の写真から測定対象物への仰角(γ)を求めばその高さもわかる。

測定対象物が煙の場合には刻々とその位置が変化していくので、A, Bでは同時に写真撮影されねばならない。このことについて今回は次のようにした。同時にスタートさせたストップ・ウォッチを持ち、二つの観測点に別かれ、撮影開始時をトランシーバーで合図した後は、ストップ・ウォッチを見ながらあらかじめきめておいた時間間隔で撮影をくり返す。

撮影された写真は引伸され、対になっている(A, Bで同時に撮影された)二枚の写真が見較べられ、煙塊の同じ部分とわかる共通点が測定点として印加つけられる。写真上で読み取られた測定点の位置は計算によって現地の位置に換算される。この時、計算量が非常に多いので電子計算機を利用する。

3. 観測

苫小牧市にある王子製紙工場の100m煙突からの煙を測定対象物として、昭和52年6月8日13時10分から約30分間写真撮影した。写真是5秒毎に写して3分間を一区切りにしている。天気は晴で、地上では特に風が強いという感じはないが、たが、100mから200mを流れる煙の速さは6m/秒～8m/秒である。観測地点の位置と煙の流れの方向は図-1に示されている。200m煙突の煙は乱れが少なく、三分間の観測時間中に一度大きく上下に振動する程度であるが、たが、100m煙突の煙はそれに比べれば常に

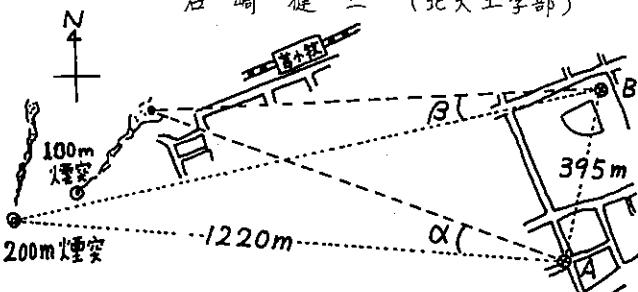


図-1: 観測点A, Bと煙突の位置

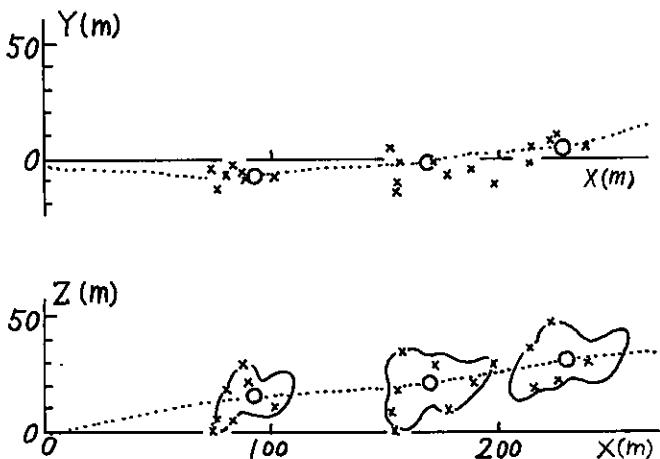


図-2. 煙塊の位置の10秒毎の変化
X軸は風下方向、Y軸は横方向、Z軸は高さ方向。

乱れていた。煙塊は 300 m から 400 m まで追跡可能であった。

4. 煙塊の流跡線

図-2 はある一つの煙塊に注目して 10 秒毎の位置を示したものである。まず一対の写真で注目している煙塊を見較べて同定可能な部分（測定点）をひき出して計算した位置が X 印である。次に写真上でなぞり、た煙塊の輪郭を測定点をたよりに描いたのが、

図-2 の輪郭である。煙塊の位置 (X, Z) を点としてどう決めるかは難しいことであるが、最初に指定した煙塊の代表点は刻々と煙塊の形が変わつても同じような代表性をもつよう注意した。煙塊の水平位置 (Y) は、上から見た輪郭が不明のため、(X, Z) のように決めることはできないので、測定点の散らばり具合から適当と思われる位置に決めた。図-2 の O 印はこのようにして決められた煙塊の位置（代表点）である。

かねてより煙塊の流跡線を $Y-Z$ 平面上へ投影したらどんな形になるか気がかりだ、たので、測定精度からみてやゝ無理と考えられるが、試みに描いてみたのが図-3 である。乙は図-2 と異なり煙の平均高度を基準にして表わし、○印は 5 秒毎の位置である。●印は追跡はじめた時の位置を表わす。また、番号は煙塊を区別するだけにつけられたものである。ここでは比較的の変位が大きくて、かつ整然としている例をあげてあるが、煙塊は $Y-Z$ 平面についても大局部的には一定の方向性（煙塊によって異なる）をもつて運動していることがうかがわれる。しかし、ここに示されていない煙塊の中にはかなり不規則性の強い運動として観測されるものもあるので、詳しい様子はさらに測定精度を高めてから検討する必要がある。

5. 煙塊の鉛直速度と平均流方向の速度の関係

煙塊の鉛直方向の運動を上昇、下降、その中間的なもの（平行）の三つのステージに大ざっぱに分けた時、二つ以上のステージを示す煙塊を取り出して各ステージと平均流方向の速度の関係を調べてみた（図-4）。横軸は平均流方向の速度 U_x 、同じ塊は同じ記号で表わしてある。この図から記号を結ぶ線の傾きの大きさはさまざまであるが、傾きは一方向に偏っていることがわかる（一つ例外があるが）。上昇傾向から下降傾向へ移していくと傾きが大きくなるということから、平均流で動いている座標系での煙塊の運動は図-5 に示されているような $X-Y$ 平面に対する傾きをもつた円運動的なものであることが予想される。この予想を確かめるには、やはり測定精度をよくして観測する必要があり、今後の検討課題である。

この研究をすすめるにあたっては北大工学藤亮宏氏の協力を得た。また、計算は北大大型計算機センターでおこなった。

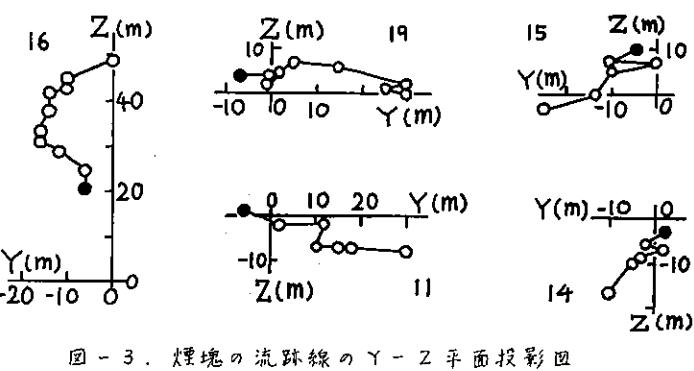


図-3. 煙塊の流跡線の $Y-Z$ 平面投影図

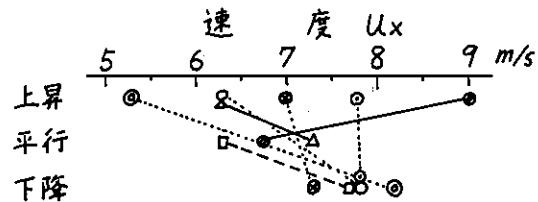


図-4. 煙塊の鉛直速度と平均流方向の速度の関係

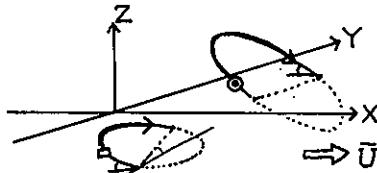


図-5. 煙塊の運動の予想図

北海道における夏期気温と農業経営形態

大 11) 隆 (札幌管区気象台)

1. まえがき

7月の平均気温についてみると、旭川と根室の差6.1℃では、青森と鹿児島の差6.0℃に匹敵するもので、北海道の暖候期の気候は地域差が非常に顕著である。その原因は海流とオホーツク海高気压にあると考えてよい。⁽¹⁾このため農業経営形態も酪農、畑作、稻作と多様性を極めている。今回は夏期気温の動向がどのように北海道各地の農業形態を地理的に規制しているかを調べたものである。

2. 資料

農林省北海道統計情報集務所が、米の生産調査を行なつてない昭和43、44年にかけてまとめた資料⁽²⁾を用いた。道内各市町村の農業粗生産額のうち、60%以上を占める農業経営種別によつて各々の市町村を水稻、畑作、酪農(正確には畜産)地帯としている。(半3回)

一方、気温資料は道内観測所231個所の1966~75年10年間の資料⁽³⁾から

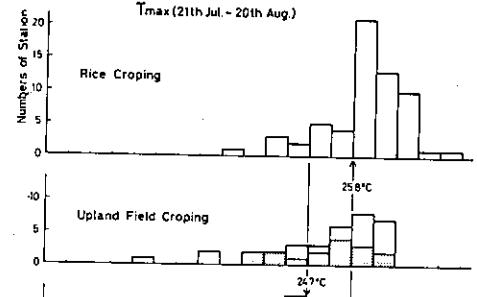
- ・積算気温(5月~9月)
 - ・7月下旬~8月中旬の日最高気温の平均
 - ・6月、7月の平均気温
 - ・7月、8月の平均気温
 - ・6月上旬~7月中旬の平均気温
 - ・7月中旬 $T_{min} \leq 13^{\circ}\text{C}$ の出現率
 - ・7月26日~8月5日 $T_{min} \leq 15^{\circ}\text{C}$ の出現率
- を231個所観測所について計算した(10年平均)。

3. 調査方法

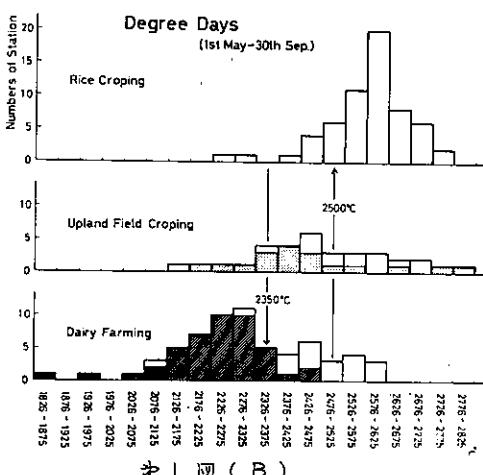
先づこれら7つの気温要素の分布図を作成し、次に各経営形態別の市町村内の観測所の個数を半1回(A),(B)に示したように、気温子には低温出現率階級別に調べ、各々の頻度関係から稻作、酪農の限界値を決定した。

次いで、畑作の気温による依存度をみるために、寒冷作物(麥類、ばれいしょ、あわぎ、ビート)の粗生産額が50%以上を占める市町村のうちを陰影部分で示したが、気温との関連は特にみられず、畑作の気温限界を決めるることは出来なかつた。酪農の気温限界を見るとめん、酪農地帯のうち、地形、地質条件が介在していきと判定された日高から道南を除いた道北、道東(宗谷、留萌、網走、十勝、釧路、根室)の各支庁管内のうちを斜線ではどこにして区別した。

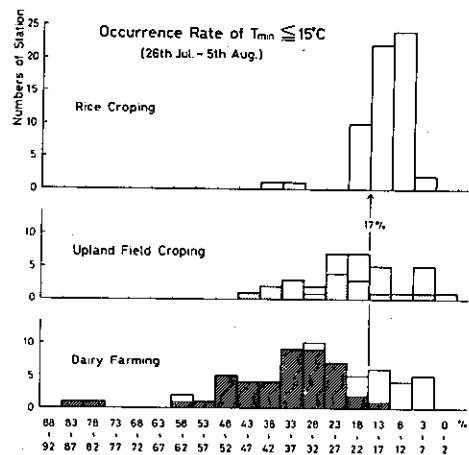
こうようにして、上記7つの平均気温、被草



半1回 (A)



半1回 (B)



半2回

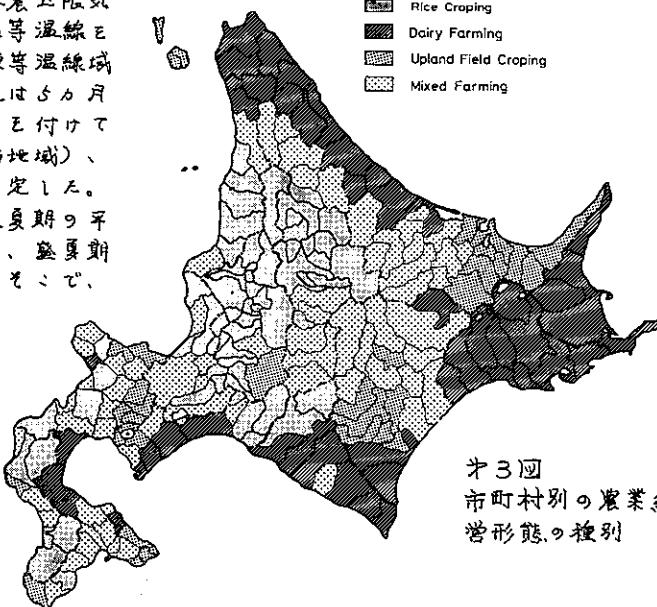
気温について、稻作下限気温、酪農上限気温を設定し、それそれの限界気温等温線を北湯道地図上に画き、これらを種々の農業経営形態の境界と定め、その上で平均して(ここで積算気温は5ヵ月と長期間のため、4倍のウエイトを付けて平均した)、半4回の太線(水稻地域)、鎖線(酪農地域)で示す領域を設定した。しかし、水稻の生育は暖候期や盛夏期の平均気温のみに依存するものではなく、盛夏期の異常低温に大きく左右される。そこで、幼穂形成期として7月中旬

の日最低気温が13°C以下となる出現率階級の頻度を求めて、水稻上限として27%を得た。同様にして、測定分蘖期として7月26日～8月5日までの10日間の日最低気温15°C以下となる出現率頻度を求め、その水稻上限として17%を得た(半2回)。上記27%、17%の出現率線も国土平均して、稻作の安定域、不安定域を設定し、その境界を半4回に破線で示した。

4. 調査結果

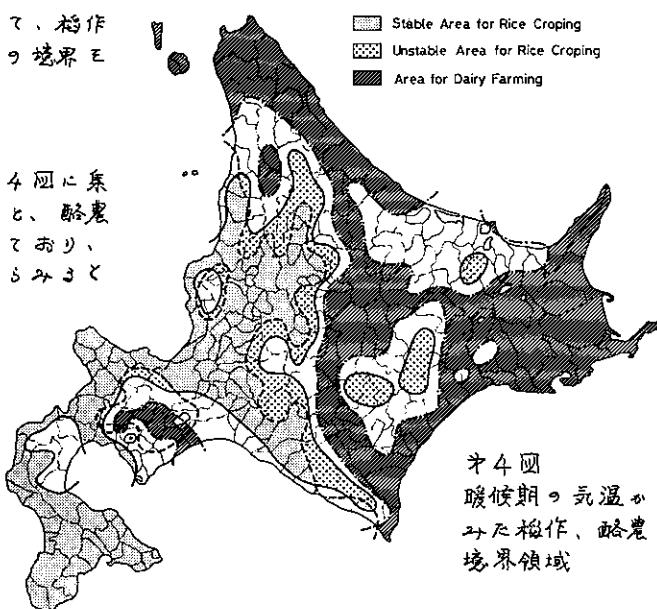
以上述べて来た調査の結果は半4回に集約されている。半3回と比較すると、酪農地帯は日高管内と除き良く対応しており、稻作地帯は平均気温、積算気温からみると北見周辺、十勝管内にまみられるが、低温出現率からみるとこれらとの地帯は稻作不安定地帯ということになる。また白川管内と稻作不安定地帯は結果として畑作又は複合地帯ということであり、網走、十勝兩支序管内は良く表現されていい。結局、半4回は市町村別に農業経営種別を定めた半3回と、暖候期気温から自然分布的に領域を引きなあしたものであり、筆者手書きしたところとそこにはった。

Rice Cropping
Dairy Farming
Upland Field Cropping
Mixed Farming



第3回
市町村別の農業經營形態の種別

Stable Area for Rice Cropping
Unstable Area for Rice Cropping
Area for Dairy Farming



第4回
暖候期の気温からみた稻作、酪農の境界領域

参考文献

- (1) 大川 隆, 1977: オホーツク海島気圧の下層での変形と北湯道北部・東部の夏季天候, 日本国氣象学会1977年秋季大会で発表(研究時報掲載予定)
- (2) 農林省北湯道統計情報事務所, 昭和48年3月: 市町村別にみた北湯道の畑作, 総合編
- (3) 農林省, 気象庁, 昭和52年9月: 農業気象10年報(昭和41年～昭和50年)
——北湯道——, (道内気象官署及び札幌管区気象台調査課主編)

北海道の8月の天気と太陽活動

齋藤博英（東海大学札幌教養部）

1 まえがき

太陽活動の変化が地球上の気象状況に影響するであろうことは昔から考えられてきた。初めは、太陽面に黒点が多く存在するときは、太陽活動が旺んなときで、太陽から放出される輻射エネルギーが多くなるという推測から、東北地方の凶冷との関連が調べられた。1940年代になると、日射観測の正確な資料が集積し、太陽の放射するエネルギー総量の変化は黒点数の変化と一義的関係がないことが明らかになった。またそれに伴ない、活動領域の主としてフレアから出て来る荷電微粒子や紫外線などが急増し、前者はオーロラ現象を生じ、後者はオゾン層に影響し、それらを通して、地球大気の運動に影響するものと考えられるようになった。このような見地からは、太陽活動の状況が同じであっても、その時の支配的大気環流のパターンが異ならなら、違った影響がもたらされることはある十分推測されるところである。たとえば、南北流の卓越した1915年以前と1920年以後では、太陽活動の11年周期変化に対応する気候の様式が異っていることは、筆者も1962年気候変動シンポジウムでも示したことがある。その後、1960年頃（あるいは少し早い）から大気環流は、これまでの東西流卓越から南北北流卓越に変わったので、今回も太陽活動の変化の影響がそれまでと異なり、1915年以前の状況との類似性が期待される。

このような見地から、1962年のシンポジウムで発表した北海道の8月の日照時間と降水量の、太陽黒点数の11年周期変化に対応した変化を、1977年までのデータによって、再検討してみた。結果はここに2つの図を示す。

2 図-1について。

報告会では札幌の日照時間と網走の降水量との曲線を見ていただいたが、「特別の地點だけ選んで示したようにみられる」との御意があったので、長期間の観測値が揃っている札幌、旭川、網走の平均値で示した。この3地點で代表される地域で同じ変化傾向を持っている。しかし、仔細にみると、そのうちで、日照時間は札幌、旭川が良く対応し、降水量は網走、稚内の方が良く対応している。因で見られる特徴を記すと次のようである。

(1) 日照時間数の曲線では、1953年頃を境にして、それ以前の変化では180時間～220時間の間で変化しているのに、それ以後の変化では180時間が極大値となる程、全体的レベルが下っている。降水量では、このレベル変化は不明瞭である。この1953年頃を境としての気候の変化を日照時間と同様に明確に示しているのは8月の気温である。(附記参照)

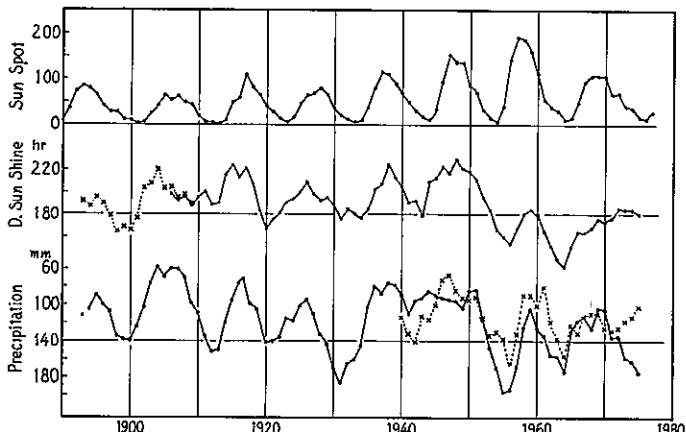


図-1 太陽黒点数の変化と、8月の日照時間、降水量の変化との対応。日照、降水とも札幌、旭川、網走の平均値の5か年移動平均。×印…線は、日照では札幌、降水量では稚内の値を示す。

(2) 降水量の曲線では、1940年代の黒寅極小期に対応する変化が亂れでいる。しかし、この時期の稚内の降水量(実線)を見ると、明らかに増加している(稚内の観測は1938年から始まつたので、5年移動平均値は1940年から始まる)。これは、この時期の降雨帶の主軸が少し北にずれていたためであろうと解釈される。この時期は太平洋高気圧の強勢期でもある。

(3) 日照時間の曲線では、1970年以後の太陽黒寅数の極小期に対応する天候の悪さが現われている。この場合には、稚内では対照的に日照時間がぐんぐん増加している。この増加は網走でも認められ、旭川、札幌と南に下るに従う日立くなる。このことは1940年代の降水量変化の状況と対照で、注目するゾーンが南にずれたのかとも考えられる。

3 圖-2について

上のようすに、あるゾーンの何か所かの平均値をさらに5か年移動平均して示すことは、大規模な現象を大掴みに視るのには良いが、その中で、各地で各年にどういう形で現われておるかはわからなくなつて、長期予報など具体的な立場では、直接的な参考資料とならなくなつて。このため圖-2では、札幌、旭川、網走および稚内(1938年から)の年々の値から、日照時間が多い年(札幌<240, 旭川>220, 網走>240, 稚内>200)は○印で、少ない年(札幌<140, 旭川<130, 網走<140, 稚内<120)は▲印で示し、降水量では少ない年(札幌<50, 旭川<50, 網走<45, 稚内<50)は○印で、多い年(札幌>200, 旭川>240, 網走>180, 稚内>170)は▲印で示した。また、それぞれの印1位から3位まで○、▲として区別してある。

(1) この図を一見しただけで、8月の降水量の多い年または日照時間が少ない年は太陽黒寅数の少ない時期に主として現われ、降水量が少なく、日照時間の多い年は太陽黒寅数の多い時期に主として現われておることが良くわかる。

(2) ただし、1940年代には太陽黒寅数の極小期から極大期に向う間に好天年が集中しておるのに対し、1950年代は黒寅数変化の同じ位相の時に悪天年が集中しておること、およびこの時期には稚内のデーターのみが(1)の特徴を維持しておることは、見過ぎし得ない問題点である。

(3) 一般に降水量が多い月と少い月は2回から3回の雨で決まることが多いので、日照時間との相関は少ないようと思われておるが、多照と寡雨、寡照と多雨が比較的良く合致しておるのは面白い。そして、このことも1970年頃からは合致しておなことが注目される。

附記：北海道の夏の気温のうち、7月の気温は1960年頃を境にして年々の気温変動幅が極端に小さくなつたことは中島尚(1977年気象学会秋季大会予稿集)が示した。しかし、8月の気温は7月の気温より約10年早く、1952年以後にこの現象が明瞭に認められる。そして、この現象は最近の地球全体としての寒冷化と結びついておる。この原因は太陽活動の長周期変化と火山活動の変化のどちらかの寄与であらうといふ。

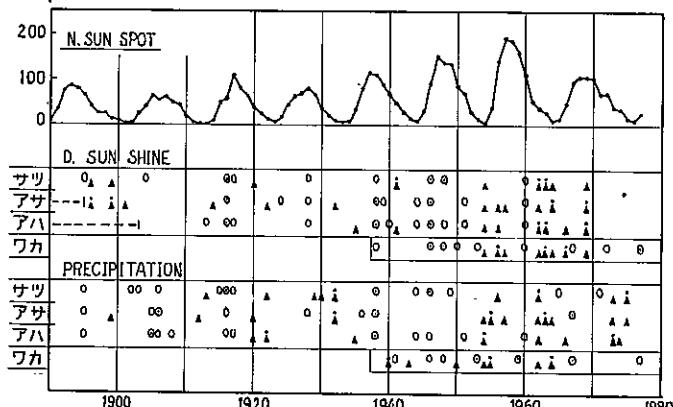


図-2 太陽黒点数の変化と、札幌、旭川、網走および稚内(1938年以後)の多照年、寡照年、多雨年、寡雨年との対応。

宮沢順成（北大理）
菊地勝弘（〃）

(序) 降水に伴い、大気電場が正負に激しく変動する、いわゆる 'Wave pattern' や、電場(下向きに正)と降水電荷が互いに逆 phase で変動する 'Mirror image relation' の原因を探る目的で、1977年9月から11月にかけて北大理学部屋上にて、積乱雲による降雨の際に大気電場及び雨滴電荷を連続記録し、解析を試みた。

(測定方法) 電場は field mill で、又雨滴電荷は induction ring 方式の電荷測定装置により測定した。雨滴の大きさは filter paper method により粒径分布を出し、これから統計的方法によて求めた。

(測定結果と考察) Fig.1 と Fig.2 に、地上における大気電場と雨滴電荷の時間的変動の代表的な例を示した。いずれの場合も電場と電荷はほぼ常に逆符号関係にあり、Mirror image relation が明瞭に成り立っている。しかも両者の符号変化の際の時間的なずれはほとんど認められず、もしあつたとしても記録の時間分解能からして10秒程度あるいはそれ以下であると考えられる。

このような現象の説明として、一方の符号の電荷を持った雨滴が地上に落ちる結果もう一方の符号の電荷が上空に残り、これが電場を形成し、このような系全体が水平方向に移動するためであるとする考え方がある。しかし、これらの場合においては、上層の data 及び雨雲の進行方向を調べた結果、地表から雲底付近にかけて風の鉛直シアーリーはかなり大きく、風向も雨雲の進行方向とは全く異なり、雨滴は地表に達する間に地面に対しても、かなり水平方向に流されながら落下すると考えられる。従って上の考え方では、電荷分離が常に地表のすぐ近くで起つべきと考えない限り、電場と電荷の符号変化に時間的なずれがほとんどないという事実を説明するには困難なようと思われる。

更に Fig.1 の 21 時 25 分前後を見ると、電光放電による電場の符号変化の際にも明瞭に Mirror image relation が成り立つていることがわかる。同様のことが Fig.2 の 15 時 55 分前後の電光放電の場合にも認められる。このことは、少なくともこの時には明らかに電場が変化したためにそれに追随して雨滴の電荷が変化したことを見せるのである。

これらのことから、Mirror image relation は電場が原因で雨滴がそのと反対符号の電荷を得るためにあると考えた方が、今回の場合は説明しやすいように思われる。しかも符号変化の際の両者の時間的ずれが 10 秒程度以内であることから、雨滴の落下速度を考えると、このような現象は地上から数十 m 以下のところが起つていると考えなければならぬ。

電場によつて雨滴が荷電する機構としては Wilson の ion 捕獲機構が最もよく引用されるが、これについて吟味してみた。Fig.3 から分かるように、測定された雨滴電荷は Wilson の機構によると二つの上限値 $3Fr^2$ (e.s.u., F は電場、 r は雨滴の半径) よりもやや大きくなる。

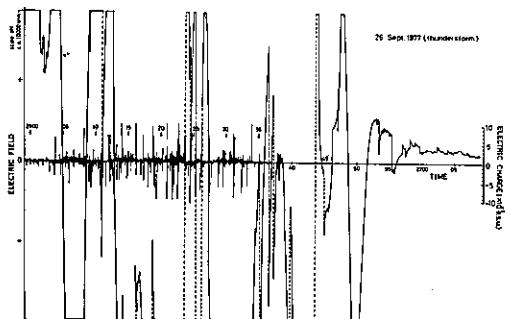


Fig.1 地上大気電場と雨滴電荷の時間的変動(雷雨)。電場変動の中の破線の部分は電光放電によるものであることを示している。

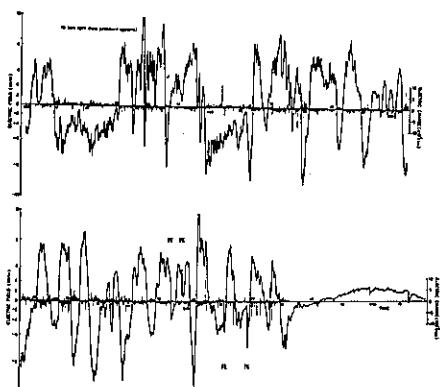


Fig.2 地上大気電場と雨滴電荷の時間的変動(低気圧性降雨)。

最高は 3.5 倍であった。こうことはもし雨滴が Wilson の機構で荷電したとすると、上空數十 m 以下の大空で電場が地上の 3 ~ 4 倍以上なければならぬことを意味する。更に、10 秒程度の間に電荷符号が変きためには、Wormell (1953) や Whipple & Chalmers (1944) の理論的研究によると大気の電気伝導率は約 2×10^{-2} es.u. 以上、即ち晴天時の 100 倍以上でなければならぬ。これらの条件は強電場時ににおける尖端放電によつて

地上付近に蓄積された ion の存在を考えれば、ほぼ満たされると考えられる。Fig. 4 は尖端放電による定常的な空地電流が流れている時の電場 E 、電気伝導率 κ 、ion による空間電荷濃度 ρ の高度分布を計算したものである。ここで尖端放電電流は Whipple & Serase の実験式を用い、有効尖端密度を $3 \times 10^3 \text{ m}^{-2}$ (Wormell)、ion mobility を正の小 ion に対する値 $1.4 \times 10^{-4} \text{ m/sec/V/m}$ としている。これから分かるように強電場時には電場は數十 m 上空で地上の数倍になり電気伝導率も 10^{-2} es.u. の order に達すると期待される。勿論これは平均的な値に関する算定であつて、実際には尖端放電が起りやすくなる場所の近辺では電気伝導率がこれよりずっと大きくなることもあり得ると考えられる。

もし降水の電荷が尖端放電 ion に由来するすれば、降水電流は尖端放電電流の或る割合を占めており、その割合は降水強度と共に増加するこれが期待される。Fig. 5 はこの関係を実測値に基づいて見積めたものである。点線は Simpson (1949) によるものであるが、両者の傾向はよく一致しており、上に述べたことは一般性を持つといえよう。

次に Fig. 2 に見られたような電場の正弦波状の Wave pattern について調べてみた。このような電場の pattern は、単に雲の上部と下部にそれぞれ正負の電荷を考えた model では説明が困難である。一般に雲の下部には負電荷が多いが、その裏に下部の 0°C level 附近には強い降水雲を伴つた positive pocket charge が存在するとされている。観測されたような電場の pattern はこのような局所的な正電荷が雲底に沿つて周期的に並んでおり、その系全体が水平方向に移動する結果生じたのではないかと考えられる。Fig. 6 はこの時の Wave pattern の平均周波数、降水の移動速度、及び 0°C level から電荷分布を推定し、式化したのがである。局所的正電荷は点電荷 (球状電荷) として考えるより層状に分布すると考へた方が、得られた電場の形は実際とよく合うことがわかる。正電荷の間隔は平均 7 km と推定されたが、radar 写真によるとこれは個々の雨雲の cell の間隔とだいたい一致していた。このことから電場の Wave pattern は個々の降水 cell の雲底付近に局所的正電荷が形成される結果生じたものと解釈される。

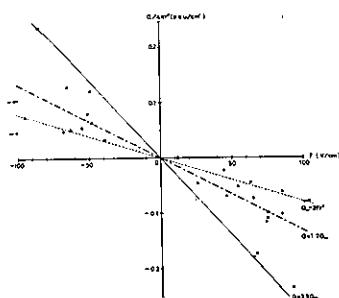


Fig. 3 大気電場と雨滴の表面電荷密度との関係。
点線…Wilsonの機構の上限
鎖線…観測値の最適曲線
実線…観測値の上限

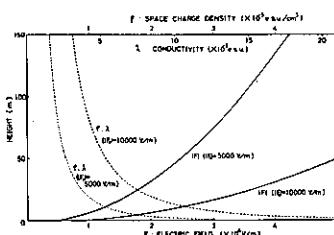


Fig. 4 定常的な尖端放電電流の下で期待される電場と電気伝導度の高度分布。地上電場が 5000 V/m 及び 10000 V/m の時について計算した。

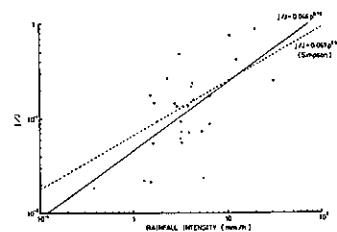


Fig. 5 降水電流密度と尖端放電電流密度との比 E/I の降水強度依存性

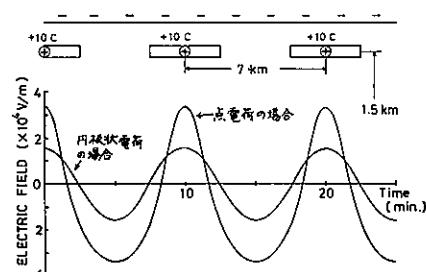


Fig. 6 電場の Wave pattern (Fig. 2) から推定された雨雲下部の電荷分布

図-7は単純な正電場をもたらした積乱雲であるが、大、中、小イオンの増加の立上りをみると多く小イオンが早いようだが、ほゞ時間的に一致し、後半の消滅の段階ではS, L₁, L₂の順序で消滅し、粒径の大きいイオンの寿命が長いことが明確に知ることができる。図-8も積乱雲であるが、負から正に変る電場に対応してL₁, L₂イオン濃度も負から正に変り見事な対応を示している。図-9は波状的に積乱雲が通過するために生ずる波状電場と大イオン濃度の波状変化の対応を示したものである。

3. 考察 以上の結果から、種々の降雪条件によって大、中、小の各イオンが著しく発生することは明確であるが、発生の様相は全く実験室内の人工地吹雪の実験結果とはかなり相異がある。実験では小イオンと中イオンの境界附近のイオンが著しく発生し、中イオン領域の一部でときどき著しいピーク値を見ることがあるが、平均すれば小イオン領域に付近濃度の最大値があり全体としては正イオンが優勢で地吹雪による正電場の発生の定性的な説明ができる。しかし自然の降雪では上述のように小イオンが著しい発生は大粒のアラレヒ雪片が混じて降るときとみせしによる場合に限られ、中イオンは季節風による吹雪で強風を伴う場合に限られ負イオンが優勢であることが注目される。以上のことから、大粒のアラレヒ雪片の混合と季節風による吹雪の場合が人工地吹雪の実験結果にやゝ近い現象がみられる。発達した積乱雲からの降雪では水平方向の強風を伴う場合が少く、殆んど例外なく大イオンが著しく発生し、しかもこの大イオン濃度の変化と地表電場の変化が非常に良く対応してあり、地表からある高さまでの下層大気中の大イオンの空間電荷は積乱雲による地表電場の変化の型を大きく左右する程の影響力をもつことがこの観測によって明らかになった。試みに降雪を伴った積乱雲による地表附近の電場と空間電荷の同時測定の例を図-10に示した。この例では空間電荷は正で地表電場は負であるから、上層には下層の正の空間電荷を上まわる負の空間電荷が存在することを示しているが、空間電荷のW型の増減と地表電場のW型の増減とが非常に良く対応していることから絶対的な負の電場は上層の空間電荷によるもので、W型の変化は地表の空間電荷の増減によって生ずるものであると言えそうである。そしてこの空間電荷の大半は大イオンの空間電荷によるものであることが今回の観測ではじめて明らかになったように思われる。

4. 結論 今日まで雷雲又は積乱雲によつて生ずる地表電場の原因は何であるか全く不明であったが、本観測の結果によつて降雪現象によつて発生するイオンによつて空間電荷が地表電場にかなり大きな影響を与えていくことが明らかとなつたことから、地吹雪にみられる様なイオンの発生を伴う電荷分離構造のあらゆる角度から複数は雷雲の電荷分離構造の解明に大きく貢献すると思はれた。

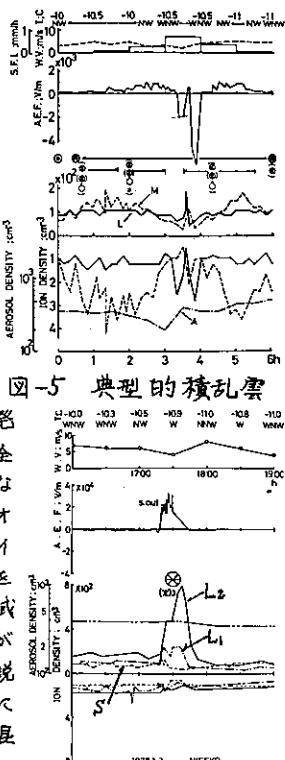


図-5 典型的積乱雲
1978.1.3 NISEKO

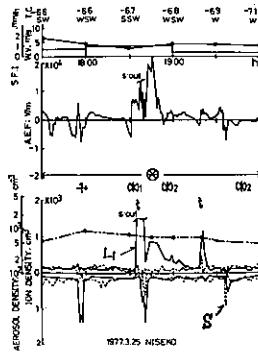


図-6 雷雲
1978.1.5 NISEKO

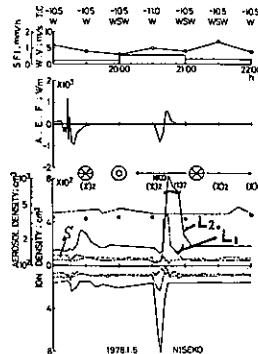


図-7 積乱雲
1978.1.5 NISEKO

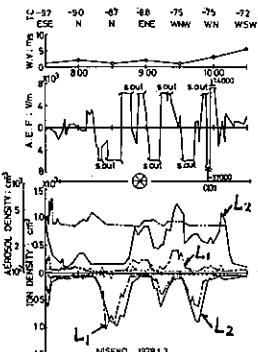


図-8 積乱雲
1978.1.5 NISEKO

図-9 地表電場と大イオン濃度の波状変化
1978.1.3 NISEKO

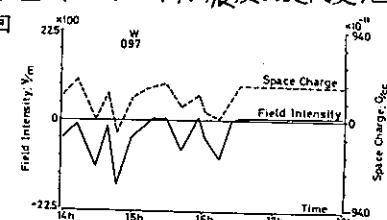


図-10 空間電荷と地表電場の対応性
1978.12.22

6300

III 52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(1622) 52年5月発行
2. 第1回支部研究発表会 53年3月16日北大理学部において実施。論文12篇、出席者約40名。

役員会報告

1. 第1回理事会 52.5.13 於札幌管区気象台

- (1) 出席者 孫野・伊藤・石田・菊地・八田・播磨屋・大川・遠藤
- (2) 議事

ア 和田、関口理事の他支部への転出に伴い、支部規約により菊地会員が新理事に就任した。

イ 51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。

ウ 52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 1622 5月発行

2. 第2回理事会 53.3.16 於北大クラーク会館

- (1) 出席者 孫野・井上・石田・菊地・八田・播磨屋・大川・遠藤・高井・猪川

- (2) 議事

ア 高井幹事の後任に猪川新幹事が指名された。

イ 支部役員選挙規則の一部改正案が議論され、5月の役員選挙時に会員に賛否を問う事になった。

ウ 北海道支部第11期役員選挙の事務日程が決定された。

エ 52年度秋季大会会計報告が大川幹事よりなされ承認された。

オ 会計中間報告が大川幹事よりなされた。

カ 支部だより1623の内容について、遠藤幹事より説明があった。

3. 52年度秋季大会のため実行委員会が設けられ、大会の準備、運営にあたった。

会計報告(昭和53年3月31日現在)

○収入の部

前年度繰越金	126,954円
支部交付金	140,350円
入会金	6,500円
利息	4,708円
計	278,512円

○支出の部

支部だより印刷代	89,700円
研究発表会経費	2,510円
理事会費	2,040円
通信費	6,550円
事務費	1,140円
翌年度繰越金	176,572円
計	278,512円

IV 日本気象学会北海道支部第11期役員選挙告示

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

1. 選出する役員

日本気象学会北海道支部 理事 7名

2. 被選挙者の資格

昭和53年4月1日現在の支部所属通常会員

3. 立候補および候補者を推薦する場合の届出

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

ロ 届出締切日 昭和53年5月1日（月）

ハ 届出先 060 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌管区気象台調査課内

日本気象学会北海道支部 選挙管理委員会

4. 投票

イ 有権者資格 昭和53年4月1日現在の支部所属通常会員

ロ 候補者名簿および投票用紙 昭和53年5月上旬にこれらを有権者に送付します。

ハ 投票締切日 昭和53年5月29日（月）までに選挙管理委員会へ到着のこと。

ニ 投票方法 理事7名（または以内）の連記

5. 開票および結果の告示

イ 開票期日 昭和53年5月30日（火）

ロ 開票結果は当日発表し、かつ「天気」（ただし当選者のみ）および「支部だよりNo.24」に公示します。

昭和53年4月15日

日本気象学会北海道支部選挙管理委員会

V 日本気象学会北海道支部通常会員名簿

(昭和53年4月1日現在)

207名

あいうえお順

(札幌管区気象台) 33名

個人情報保護のため公開しておりません

(気象協会北海道本部) 13名

個人情報保護のため公開しておりません

(稚内地方気象台) 5名

個人情報保護のため公開しておりません

(地磁気観測所女満別出張所) 1名

個人情報保護のため公開しておりません

(岩見沢測候所) 2名

個人情報保護のため公開しておりません

(留萌測候所) 4名

個人情報保護のため公開しておりません

(旭川地方気象台) 5名

個人情報保護のため公開しておりません

(網走地方気象台) 32名

個人情報保護のため公開しておりません

(紋別測候所) 1名

個人情報保護のため公開しておりません

(根室測候所) 3名

個人情報保護のため公開しておりません

(釧路地方気象台) 9名

個人情報保護のため公開しておりません

(帶広測候所) 4名	個人情報保護のため公開しておりません
(浦河測候所) 2名	個人情報保護のため公開しておりません
(室蘭地方気象台) 9名	個人情報保護のため公開しておりません
(苫小牧測候所) 1名	個人情報保護のため公開しておりません
(俱知安測候所) 2名	個人情報保護のため公開しておりません
(江差測候所) 1名	個人情報保護のため公開しておりません
(千歳航空測候所) 3名	個人情報保護のため公開しておりません
(函館海洋気象台) 28名	個人情報保護のため公開しておりません
(北大理学部) 22名	個人情報保護のため公開しておりません
(北大環境科学研究所) 2名	個人情報保護のため公開しておりません
(北大工学部) 6名	個人情報保護のため公開しておりません
(北大低温研) 15名	個人情報保護のため公開しておりません
(北大水産学部) 7名	個人情報保護のため公開しておりません

(道教大旭川分校) 2名	個人情報保護のため公開しておりません
(道教大釧路分校) 3名	個人情報保護のため公開しておりません
(室蘭工大) 2名	個人情報保護のため公開しておりません
④(道教大岩見沢分校) 1名	個人情報保護のため公開しておりません
(国立道農試) 2名	個人情報保護のため公開しておりません
(北海道開発局土木試) 2名	個人情報保護のため公開しておりません
(札幌市在住) 8名	個人情報保護のため公開しておりません
(小樽市在住) 2名	個人情報保護のため公開しておりません
(帯広市在住) 1名	個人情報保護のため公開しておりません
(苫小牧市在住) 1名	個人情報保護のため公開しておりません
(千歳市在住) 1名	個人情報保護のため公開しておりません
(旭川市在住) 1名	個人情報保護のため公開しておりません
(釧路市在住) 1名	個人情報保護のため公開しておりません
(赤平市在住)	個人情報保護のため公開しておりません

VI 会 員 動 靜

(5.2.4.1 ~ 5.3.4.1)

- 新 入 会 員

個人情報保護のため公開しておりません

- 退 会 者

個人情報保護のため公開しておりません

- 転 入 会 員 (道外から道内へ)

個人情報保護のため公開しておりません

- 他 支 部 へ 転 出

個人情報保護のため公開しておりません

- 北海道 支 部 内 の 移 動

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 23

昭和 53 年 4 月 13 日 印刷

昭和 53 年 4 月 15 日 発行

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

印刷所 株式会社 正文舎印刷所