



## 一 目 次

1. 支部長挨拶	菊地 勝弘	1
2. 解 説		
● 数値予報とカオス	向川 均 (北海道大学地球環境研)	2
3. 平成5年度第2回支部研究発表会要旨		17
4. 平成6年度第1回支部研究発表会要旨		34
5. 第12回夏季大学「新しい気象」講座		
夏季大学雑感	若林 徳司 (気象協会道本部)	54
● 札幌市の降雪予測システム	金村 直俊 (札幌総合情報センター)	56
● 星空ウォッキング	平井 諭 (札幌市青少年科学館)	63
● わかりやすい天気図の書き方と見方	光永佳津実 (気象協会道本部)	70
● 冷夏と暑夏	若原 勝二 (札幌管区気象台)	76
6. 平成5年度気象講演会		
気象講演会雑感	澤田 可洋 (札幌管区気象台)	85
● 北海道の冬の気象特性	久保 一夫 (札幌管区気象台)	87
● 札幌周辺の雪の降りかた積りかた	菊地 勝弘 (北海道大学理学部)	91
● 冬の道路交通	竹内 政夫 (気象協会道本部)	98
7. 写真訪問		
● 根室測候所の沿革	辻 雅彦 (根室測候所)	103
8. 会員寄稿		
● カナダ北極圏ケンブリッジ・ベイ滞在記	遊馬 芳雄・松川 芳樹 (北海道大学理学部)	106
9. 平成6年度支部総会報告		115
10. 第19期支部役員選挙結果		116
11. 役員会報告		117
12. 平成6年度支部役員		123
13. 支部会員名簿・会員動静		124
14. 交換機関誌		137
15. 通 信 棚		138

平成6年10月  
日本気象学会 北海道支部

# 社団法人 日本気象学会 北海道支部規約

S 32. 7.11	制 定
S 40. 8. 7	一部改正
S 45. 6.24	一部改正
S 53. 5.30	一部改正
S 62. 6.10	一部改正
H 2. 6.19	一部改正
H 5. 6.11	一部改正

- 第一条 本支部は社団法人日本気象学会北海道支部という。
- 第二条 本支部は事務局を札幌市中央区北2条西18丁目札幌管区気象台内におく。
- 第三条 本支部は北海道に在住するすべての日本気象学会会員によって構成される。
- 第四条 本支部は日本気象学会の定款の範囲内で事業を行なうが、特に支部会員の研究の奨励推進、ならびに相互の連絡につとめることを目的とする。
- 第五条 本支部は前条の目的を達成するために講演会ならびに学術的会合の開催その他本支部の目的にかなうと思われる事業を行なう。
- 第六条 本支部の事業年度は毎年4月1日にはじまり翌年3月31日に終る。
- 第七条 本規約の実行に必要な細則は支部理事会の決議によって別に定める。支部理事会は支部の理事および当支部に籍をおく全国理事によって構成される。
- 第八条 本支部に次の役員をおく。  
理 事 7名（内支部長1名、常任理事4名）  
会計監査 1名  
幹 事 6名
- 第九条 理事および会計監査は支部会員の互選によって定める。
- 第十条 支部長および常任理事は理事の互選によって理事の中から定める。
- 第十二条 幹事は支部長の指名による。
- 第十三条 支部長は本支部を代表して会務を総理する。支部長に事故ある時は、支部長があらかじめ指名した常任理事がその職務を代行する。
- 第十四条 理事および幹事は本支部の会務を行なう。会計監査は本支部の会計を監査する。
- 第十五条 役員の任期は2年とする。但し重任は妨げない。理事および会計監査は任期満了後でも後任者の就任するまでその職務を行なう。
- 第十六条 総会の開催、議決等は日本気象学会定款に準じて行なう。

## 北海道支部役員選挙規則

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

## 支 部 長 挨 捶

日本気象学会北海道支部の第19期(平成6-7年度)の理事および支部長をお、せつかりました。微力ではありますが誠心誠意任期を全うする所存です。

日本気象学会は会員数4000名、予算規模1億円余の地球物理学関連学会としては最大の規模になりました。平成5年7月の2週間念願だった IAMAP・IAHS '93(1993年国際気象学大気物理学協会・国際陸水科学協会) の一大イベントが横浜で盛会裡に終わりました。一方、北海道支部の昨年度の活動状況を紹介しておきますと、6月

に総会と第1回研究発表会を北大で、12月に第2回研究発表会を気象台で開催しました。7月には第11回目の夏季大学「新しい気象」を、11月11日には札幌で気象講演会「札幌の冬の気象ー冬に備えて賢くなろうー」を行いました。また特別講演会は5月から7月にかけて、カナダ・トロント大学の Moore 教授、カナダ気象局の Stewart 博士、ドイツ GKSS の Raschke 教授を迎えて行うことができました。北海道支部の会員数は256名と小世帯ながら積極的に活動を続けている支部だと思います。今年度から来年度にかけては、北大大学院理学研究科地球物理学専攻の地球惑星科学専攻への組織替、また地球環境科学研究科への大気海洋圏環境科学専攻の新設等により、大学院学生の定員増に伴う僅かながらとはいえ会員数増が見込まれます。

日本人ほど気象、気候を話題にする国民はいないのではないかと思います。昨年の冷夏を想い出すと今夏はどうなるかと予報が気になりますが、一人でも多くの方が大気現象に興味を持ち、更に学会員になって下さるよう気象講演会(地方講演会)や夏季大学を通して啓蒙したいと思っております。

皆様方の御協力をお願いする次第です。



日本気象学会北海道支部  
支部長 菊地 勝 弘  
(北大理学部教授)

## —解 説—

## 数 値 予 報 と カ オ ス

北海道大学大学院地球環境科学研究所 向 川 均

## 1 は じ め に

今日における天気予報は、テレビの気象情報や新聞の天気欄などにより、日常的に最も利用される生活・防災情報の一つとなっている。また最近では、産業や経済活動にも有用な情報として、広く使われるようになってきている。このように天気予報の利用価値が増大してきた最大の理由は、その予報精度の向上にある。特に、明後日までの天気変化を扱ういわゆる短期天気予報では、予報精度の向上は著しく、予報した天気の変化と実際の天気の変化との相関は、平均で0.9程度という良い成績を収めている（時岡 他、1993）。現在のこのような天気予報の発展の基盤となっているのは、大気状態を支配する物理法則から作られる数値予報モデルを、観測された現在の大気状態を初期値として、コンピューターにより数値的に積分することにより、将来の大気状態の予測を行う「数値予報」の発展に他ならない。

数値予報は、近年のスーパーコンピューター技術の進歩も相まって画期的な進歩を成し遂げた。その結果、短期天気予報では数値予報の利用が今や必要不可欠とさえなっている。さらに各国の予報センターでは、一週間、一ヶ月といった中長期予報にも数値予報を利用する、いわゆる「力学的延長予報」の試みが盛んに行われるようになってきた。日本の気象庁においても、1988年3月より毎日、数値予報モデルを用いた8日予報が行われており、その結果が毎日発表される週間天気予報に利用されている。

では将来、数値予報モデルがさらに発展し、コンピューターの計算能力もさらに向上すれば、数値予報の手法により短期予報と同じ意味で（例えば、「来年の何月何日の札幌の天気は晴れです」のように）天気予報ができる期間は、一ヶ月、一年とどこまでも延長できるのであろうか。

実は、この大気の予測可能性に関する議論は、数値予報の黎明期であった1960年代に行われた、気象学者であるロレンツによる先駆的な研究（Lorenz, 1963）まで遡ることができる。彼は熱対流を表現する簡単な“数値予報モデル”において、現在ではカオスと呼ばれる、非周期的な運動が現れることを発見した。カオスとはもともと混沌とした秩序のない状態を意味する言葉であるが、ロレンツはこれを「決定論に従うが不規則な運動」と表現した。さらに、カオスの特徴として、初期値に含まれるわずかな誤差を指数関数的に増大させる性質を持つことを示した。従って、大気運動がカオス的で非周期的であるとするならば、例え、大気運動を完璧に表現する数値予報モデルができたとしても、大気運動の持つカオス的性質により、観測に必

然的に伴う初期値誤差が成長するため、数値予報には予報限界が必ず存在すると結論づけた。その後の研究により、この予報限界は現在では約2週間程度と見積もられている。また、実際に大気運動がカオス的であり非周期的であることは、例えば、今日と全く同じ気圧配置を持つ天気図は過去に存在しないことからも、直感的に明らかであろう。さらに、後述する方法を用いると、過去の気象データの変動より、大気運動がカオス的であることを具体的に示すことができる。

1960年代の当時は、数値予報モデルの開発が始まったばかりでもあり、ロレンツの数値予報の予測可能性に関する警告は、他の気象学者には広く受け入れられなかつたようである(木本、1992)。しかし、力学的延長予報の試みはこの予報限界が実際に重要な問題となる課題であり、今ようやくにして、我々はロレンツの警告に対し真剣に取り組む必要性が出てきたのである。

ここではまず、現在の数値予報の概要を紹介し、予測可能性の問題に言及する。次に、ロレンツのモデルを例にとり、カオス運動の性質について説明する。最後に、カオス理論を数値予報に応用する最近の試みについて紹介する。

## 2 数値予報とは

実際の数値予報は、スーパーコンピューターと数値予報モデルのみで成立するものではなく、気象データの観測やデータ通信なども含む巨大な技術システムである。

まず、予報を行うためには、なるべく正確に大気の現在の状態を把握する必要がある。このため、世界各地の気象台での地上気象観測をはじめとして、船舶、ゾンデ、飛行機、気象衛星等を用いた全地球的な観測網により、気温、気圧、湿度、風などの気象要素の3次元的空間分布が継続的に観測されている。

観測されたさまざまな観測データは、世界気象通信システム(GTS)と呼ばれる国際通信網を経て、日本の場合には気象庁の気象資料総合処理システム(COSMETS)に集められる。送られてきた各種の気象データは、まず編集中継装置で解読され、チェックされた後編集される。このデータをもとに、客観解析と呼ばれる、現在の大気の3次元的な状態を把握する作業が行われる。具体的には、空間的に不規則に分布しそうな精度を持つ観測データが、客観解析により、地球大気を3次元的に規則正しく覆う細かい格子点上の値に内挿される。また、より良い解析値を得るために、数値予報モデルの結果を客観解析の第一推定値として用いる「予報解析サイクル」などの手法が開発されている。

次に、得られた客観解析値を初期値として、数値予報モデルをもとに、スーパーコンピューターで将来の大気の状態を予測する「数値予報」の作業が行われる。数値予報モデルは、地球全体、アジア域、または、日本域の大気を細かい格子点網で覆い、各格子点における気象要素(気温、風、水蒸気、地上気圧)の変化を、運動量保存則、熱力学の第一法則、質量と水蒸気の保存則に基づいて計算する。また、モデルには、太陽放射および地球や大気からの放射過程、水蒸気の蒸発、凝結を伴う雲や降水過程、地表面近くでの境界層特有の運動量や熱の輸送、植生などの陸面の状態など、モデルの格子点間隔より小さい物理過程についても、各格子点の物理量を通してその効果が繰り込まれている(これをパラメタリゼーションと呼んでいる)。

例えば、1993年現在の気象庁全球モデルは、水平には約110km、鉛直には約数kmの空間分解能を持って

いる。従って、扱う従属変数の数は約100万変数にも及ぶ。また、数値予報モデルは、記号的に、

$$\frac{dx}{dt} = F(x), \quad (1)$$

のように、時間に関する一階連立常微分方程式系で表現することができる。ここで、 $x(t)$ は各格子点上の気象要素に対応して、約100万個の成分からなるベクトルである。また、式(1)は非線形方程式という点に特徴がある。これは、式(1)で $x(t)$ の時間変化を記述する右辺 $F$ の式において、 $x(t)$ のある成分同士の掛け算を含む非線形項が存在することを意味している。例えば、ある格子点での温度変化に寄与する要因の一つとして、他の格子点にあった暖かい（もしくは冷たい）空気が大気運動により運ばれてくること（すなわち、風と温度との掛け算）が考えられることからも、大気運動が本質的には非線形的であることがわかる。

次に、式(1)を時間積分により解く作業に入る。但し、式(1)は上で述べたように非線形方程式であるため、解析的に解くことはできず、コンピューターを用いた数値的解法によらねばならない。まず、客観解析で得られた各格子点での気象要素の実況値を式(1)の右辺に代入し、それぞれの格子点での気象要素の時間変化率を求める。式(1)の左辺の時間微分を差分で置き換えると、この時間変化率より、短い時間後（例えば10分後）の値を求めることができる。さらに、この予測値をもとに10分後における時間変化率を求め、20分後の値を予測する。これを何百回と繰り返して、何日も先の値を求めるわけである。気象要素の変化傾向は、時間的に一定ではなく、各要素の値に複雑に依存しているので、逐次この作業を繰り返す必要がある。

このようにして数値予報により得られた結果は各種の予報図として出力される。得られた予報図から特徴的な気象パターンを認識し、我々が見るような天気予報に結びつける作業は、経験を積んだ予報官によって行われている。

さて、このような数値予報の手法を用いれば、ある時刻の各格子点上における気象要素の値がわかれば、大気の状態は未来永劫にわたって完全に予測できるはずである。ところが、予報期間が延びるに従って、天気予報の信頼度は一般に少くなり、予報の情報価値がなくなってしまうことは、我々の経験上明らかである。これは一体どのような原因によるのであろうか。

ここではまず、数値予報による予測値と、予測された時刻での客観解析値との差で「予報誤差」を定義し、その原因を考えてみる。図-1は、気象庁全球モデルにおける予報誤差の予報期間依存性を示したものである。ここでは、予報誤差の指標として、北緯20度以北での500hPa等圧面高度の Root Mean Square (RMS) 誤差を用いる。RMS 誤差とは、各格子点での誤差の二乗を領域平均して、その平方根をとったものである。予報誤差は予報期間が延びるに従って増大することは、この図からも明らかである。この領域における500hPa等圧面高度の標準偏差を季節平均すると約115mであるので、ちょうど7日予報の誤差がこの「気候的標準偏差値」と同程度になる。RMS 誤差が気候的標準偏差を越えると予報の価値はなくなるので、この予報モデルでは平均として7日が予報のできる限界であると結論することができる。

このように数値予報で誤差が生じる原因としては、次の2つが考えられる。

1. 数値予報モデルが不完全である。

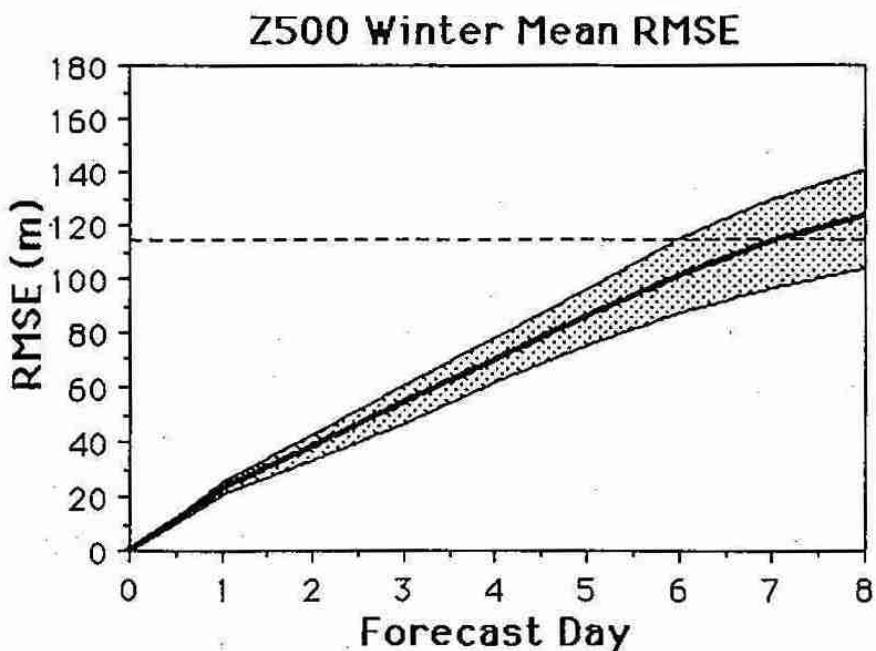


図-1 気象庁全球モデルにおける予報誤差の時間的増大。北緯20度以北での500hPa等圧面高度場のRMS誤差を指標とする。横軸は予報期間(日)、太線は、1988年12月1日から90日間の平均値であり、陰影部は平均値±標準偏差の範囲を示す。水平な点線はこの期間の気候的標準偏差。(Kimoto *et al.*, 1992より)

2. 数値予報モデルは例え完全であっても、大気運動の持つカオス的性質により、初期値に含まれる誤差が時間とともに成長する。

第一の要因は、数値予報モデルが大気運動を正しく表現していないということを意味している。この不完全さの要因としては、モデルの空間解像度の悪さ、微物理過程のパラメタリゼーションの不完全さ、数値計算法に含まれる誤差などが考えられる。一方、第二の要因での初期値に含まれる誤差とは、観測機器自身の誤差や、気象観測点の空間分布の希薄さに伴う客観解析の際の誤差など、観測に伴い避けることのできない誤差を考えたものである。次の章で詳しく説明するように、カオスの基本的性質として初期誤差を時間的に増大させる性質があるので、例え完璧な予報モデルができたとしても、数値予報による予測には必ず限界があることを示している。また、大気の真の状態、つまり観測誤差のない状態を知ることはできないので、両者の要因を分離することは原理的に不可能である。

### 3 カオスの性質

ここでは、ロレンツ (Lorenz, 1963) により最初に見つけられたカオスを例にとり、カオスの性質について説明する。ロレンツは、例えお湯を下から加熱した時に生じるような対流現象を表現する方程式を、いくつかの大膽な近似のもとにできるだけ簡単化し、最も簡単な“数値予報モデル”とも呼べる、変数( $X(t)$ ,  $Y(t)$ ,  $Z(t)$ )に関する次のような3元連立常微分方程式系(ロレンツモデル)を得た。

$$\frac{dX}{dt} = -\sigma X + \sigma Y, \quad (2)$$

$$\frac{dX}{dt} = -XZ + rX - Y, \quad (3)$$

$$\frac{dZ}{dt} = XY - bZ. \quad (4)$$

ここで、 $X, Y, Z$  はいずれも時間の関数であり、それぞれ次のような意味を持っている。 $X(t)$  は対流の強さに比例する量であり、これが 0 なら対流は生じない。 $Y(t)$  は対流の上昇と下降域での温度差に比例する量であり、これも 0 であれば対流は生じない。 $Z(t)$  は温度の鉛直分布の熱伝導状態からのずれを示しており、これも 0 であれば対流は生じない。また、 $\sigma, r, b$  は、流体の性質や流体の入った容器の形などに関係するパラメータであり定数と考える。以下では、これらのパラメータの値として、ロレンツと同じく、 $\sigma=10, a=8/3, r=28$  を与える。

まず、この方程式系の定常解を求めておく。ここで定常解とは、式 (2) ~ (4) で左辺の時間微分を 0 にする解であり、

$$0 = -10X + 10Y, \quad (5)$$

$$0 = -XZ + 28X - Y, \quad (6)$$

$$0 = XY - \frac{8}{3}Z, \quad (7)$$

を満たす。これらの式より、直ちに  $(X, Y, Z)=(0, 0, 0)$  の点が一つの定常解であることがわかる。これは、対流のない静止した熱伝導解を表している。一方、次の 2 点  $C$  と  $C'$  :

$$C=(6\sqrt{2}, 6\sqrt{2}, 27), \quad C'=(-6\sqrt{2}, -6\sqrt{2}, 27), \quad (8)$$

も定常解であり、それぞれ対流の向きが互いに反対な定常な対流運動に対応する。但し、これら 3 つの定常解は全て不安定であり、定常解からわずかに離れたところに初期条件をとれば、その後の解  $(X(t), Y(t), Z(t))$  は定常解から離れていくので、実際にはこれらの定常解が実現されることはない。

次に、式 (2) ~ (4) で時間に依存する解を求める。この方程式系は一見極めて単純な形をしているにも拘わらず、定常解を求めたような解析的な方法で、時間に依存する解を求ることはできない。これは、式 (1) の数値予報モデルと同様に、式 (3) の  $XZ$  や、式 (4) の  $XY$  のような非線形項を含むためである。そこで、数値予報と同じように、ある初期条件  $(X(0), Y(0), Z(0))$  を与えて、コンピューターを用いて数値的に解くことにより、 $t$  時間後の流れの状態  $(X(t), Y(t), Z(t))$  を求める。

図-2 はこのようにして求めた  $X(t)$  の時間変化である。一見して、この変動は、同じ変動が繰り返される周期的なものではなく、不規則で非周期的であることがわかる。このような非周期的な運動をカオスと呼ぶ。また、この図で  $\bar{X}, \bar{X}'$  は、それぞれ不安定定常解  $C, C'$  の  $X$  座標の値を示している。あるときは  $\bar{X}$  のまわりで振動し、またあるときは  $\bar{X}'$  のまわりを振動しながら不規則な変動になっていることがわかる。

一方、図-3 は、3 つの変数を座標軸とする空間（位相空間と呼ぶ）で、初期から充分時間が経った後の解の振る舞いを示したものである。ある瞬間の流れの状態  $(X(t), Y(t), Z(t))$  は、この図ではある 1 点で表

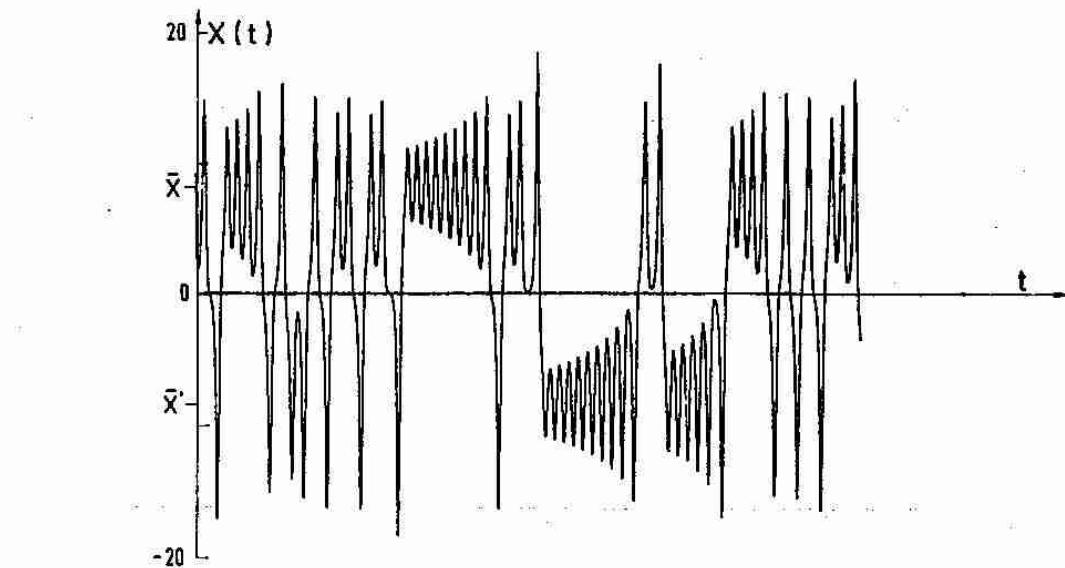


図-2 ロレンツモデルにおける  $X(t)$  の変化。 $\bar{X}$  及び  $\bar{X}'$  は不安定定常解  $C$  と  $C'$  の  $X$  座標の値である。(ベルジェ 他, 1992より)

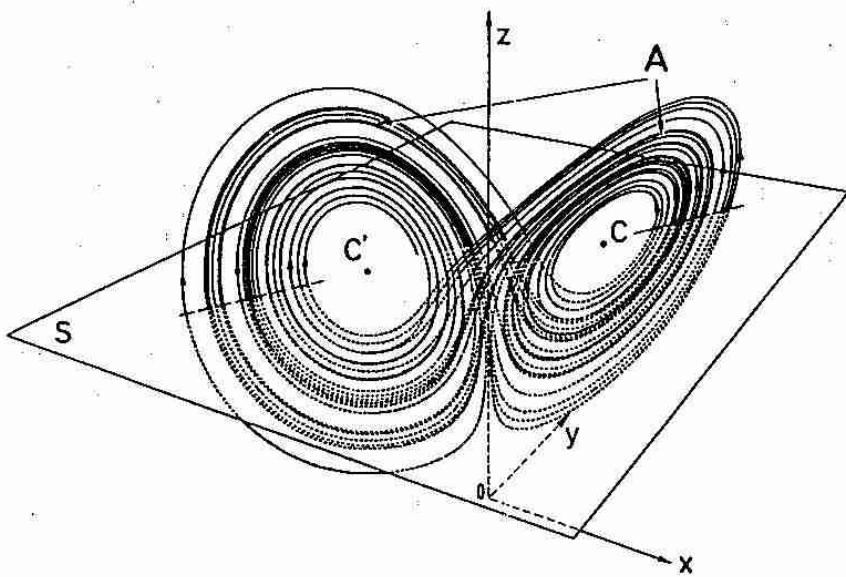


図-3 位相空間におけるロレンツ・アトラクター(図中A)の概形。平面Sは  $Z=r-1=27$ で与えられている。(ベルジェ 他, 1992より)

現される。また、状態の時間変化は、この点を連続的に線で結んだ軌道で表される。初期条件  $(X(0), Y(0), Z(0))$  をいろいろと変えてみても、軌道は全て最終的には、この図中 A で示された、蝶々が羽を広げたように見える領域に引き込まれていく。このように、軌道が最終的に引き込まれる領域はアトラクター(吸引領域)と呼ばれている。このロレンツモデルにおけるアトラクター(以下、ロレンツ・アトラクター)の第一の特徴は、いつまで経っても軌道は決して閉じないということである。運動がもし周期的であるならば、軌

道は位相空間において一つの閉じた曲線となるので、この特徴は、運動が非周期的であることを示している。また、カオスに対応するこのようなアトラクターは、定常解や周期解に対応するアトラクター（それぞれのアトラクターは、点と閉曲線になる）と区別する意味でストレンジ（奇妙な）アトラクターと呼ばれている。

さらにロレンツ・アトラクター上の軌道は、図-2に対応して、2つの不安定定常解を中心に不規則にまわり続けているのがわかる。また図-3からは、ロレンツ・アトラクターは、薄いシートからできているように見えるが、詳しく調べてみると、このシートらしきものは、実際には、何枚ものシートが密に重ね合わされた複雑な構造を持っていることがわかる。しかも、位相空間におけるアトラクターの体積は0であることも示されている。つまり、ロレンツ・アトラクターは決して1枚のシートではなく、かといって、有限の厚みを持つ1枚のマットのようなものでもないのである。

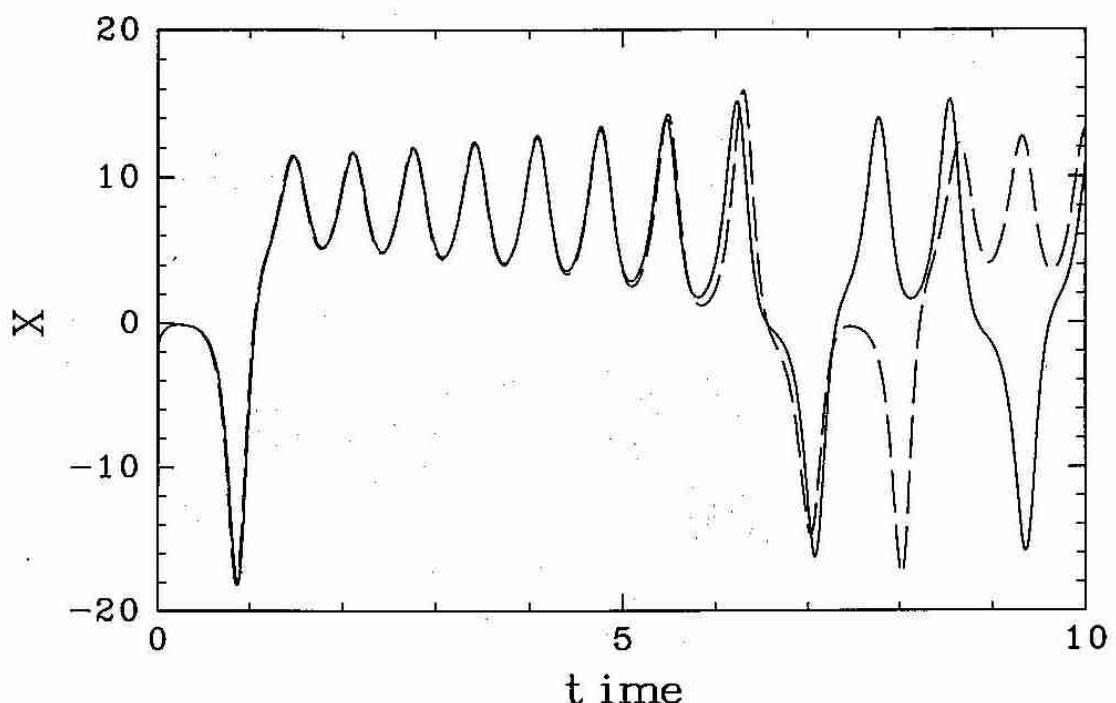


図-4 ロレンツモデルにおける「初期値に対する鋭敏性」の例。実線と破線に対応する初期値は、位相空間での距離で  $\delta=10^{-2}$  だけわずかに離れている。

次に、カオスの持つ「初期値に対する鋭敏性」について説明する。図-4はロレンツモデルで位相空間での距離  $\delta=10^{-2}$  だけわずかに離れた2つの初期値から数値積分を行った場合、両者の軌道が時間とともにどのように離れていくかを、変数  $X$  の値で示したものである。初期には、実線と破線は全く重なって見えるが、 $t>5$ では、両者はだんだんと離れていき、 $t=7$ 付近では、両者は異なる不安定定常解のまわりを振動するようになり、最後には、両者の変動は全く関係がなくなってしまう。この現象は「初期値に対する鋭敏性」と呼ばれており、カオスを特徴づける最も重要な性質である。また、この両者の差を誤差と見れば、初期値に含まれるわずかな誤差は時間とともに成長し、例え運動を支配する法則が完全にわかっていたとしても、やがてその法則に基づく予測自体を無意味なものにすることを示している。カオスの持つ、このような「決定

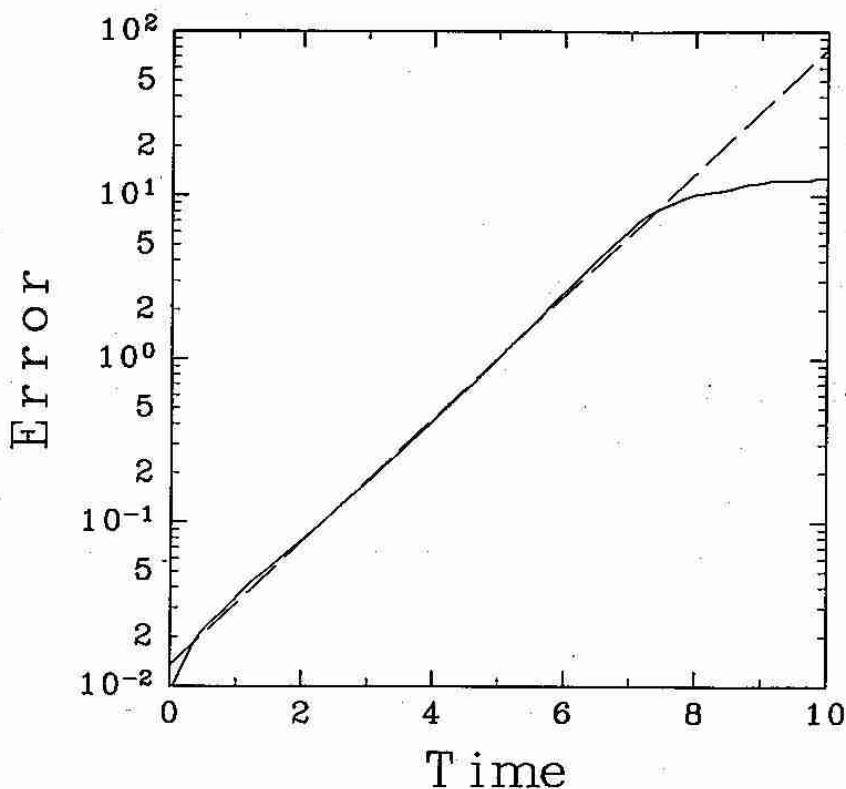


図-5 ロレンツモデルにおける初期誤差の平均的な成長(実線)。初期誤差の大きさを  $\delta=10^{-2}$  とし、その成長をアトラクター上の1000点で平均した。破線は、 $\delta=\delta_0 \exp \lambda_1 t$  を仮定して、最小二乗法により求めた。

論的な系における「予測不可能性」の性質により、ロレンツは、数値予報には原理的に必ず予報限界があることを主張したのである。

また図-5では、初期値における誤差が時間とともにどのように成長するかを定量的に示した。ロレンツモデルにおける平均的な誤差成長を見積もるために、互いにわずかに離れた(位相空間での距離にして  $10^{-2}$ ) 2つの初期値のペアをアトラクター上に数多く(1000組)とり、両者の軌道間の距離(誤差)が時間的にどのように離れていくかを全てのペアについて平均した。この図で、横軸は時間、縦軸は誤差の大きさを対数で示している。誤差  $\delta$  は、 $\delta=\delta_0 \exp \lambda_1 t$  のように、初期には時間とともにほぼ指数関数的に成長していく様子がこの図からわかる。ここで、 $\delta_0$  は初期誤差の大きさである(この図では、 $\delta_0=10^{-2}$ )。また、 $\lambda_1$  は最大リアプノフ指数と呼ばれ、これが正の場合、誤差は時間とともに成長するので、運動はカオス的であることを示している。ロレンツモデルの場合、ほぼ  $\lambda_1 \sim 0.9$  となり、これは時間  $t=2.5$  毎に誤差が10倍になることを意味している。一方、充分時間が経った後( $t>8$ )、誤差はある値( $\delta \sim 10$ )に収束していく様子がこの図から見てとれる。この値は、当然ながらアトラクターの空間的な広がりに対応するものであり、アトラクター上での任意の2点間の距離の平均に等しい。

また、過去の実際の気象データをもとに、大気運動の最大リアプノフ指数を求める研究もいくつかなされている(e.g., Keppenne and Nicolis, 1989; Zeng et al., 1992)。それらの結果によれば、いろいろな気象要

素のデータから求められた最大リニアノフ指数はいずれも正であり、大気運動がカオス的であるということについては異論はないようである。但し、その定量的な値に関しては、存在する有効なデータ期間が短い（高々100年程度）こともあり、断定的な結論は得られていない。

#### 4 カオス理論の数値予報への応用

前章では、大気運動はカオス的であり、例え大気運動を完璧に表現する数値予報モデルができたとしても、必然的に存在する初期値誤差がカオスの持つ「鋭敏な初期値依存性」の性質により指数関数的に成長するため、数値予報には必ず予報限界が存在することを説明した。では、2週間程度と見積もられている予報限界を越える、一ヶ月予報などの中長期予報への努力は全く無意味なのであろうか。また、大気運動の持つカオス的性質を利用して、現在の数値予報をさらに発展させることはできないのであろうか。ここでは、これらの問題について、現在世界各地で行われている研究から得られた我々の知見を簡単に紹介する。

##### 4.1 天候レジーム

ロレンツの指摘した予測可能性の問題を考える際に重要なのは、図-6に示されるように、大気運動は対流現象とは異なり、様々な時間空間スケールを持つ運動を含んでいるという点である。また、それぞれの現象は、大気運動の持つ非線形性により互いに影響を及ぼしあってはいるが、固有の力学を持っている。従って、個々の現象が持つ時間スケールとその現象の予測可能性とは密接に関連すると考えられる。これは例えば、高々数時間の寿命（時間スケール）しか持たない雷雨の発生を数日も前から予測することは不可能であることを考えれば明らかであろう。

このような観点より、ロレンツの指摘した予報限界は、一週間程度の時間スケールを持つ個々の移動性高低気圧の決定論的予測に関するものという見方が現在ではとられている。従って、中長期予報の成否には、

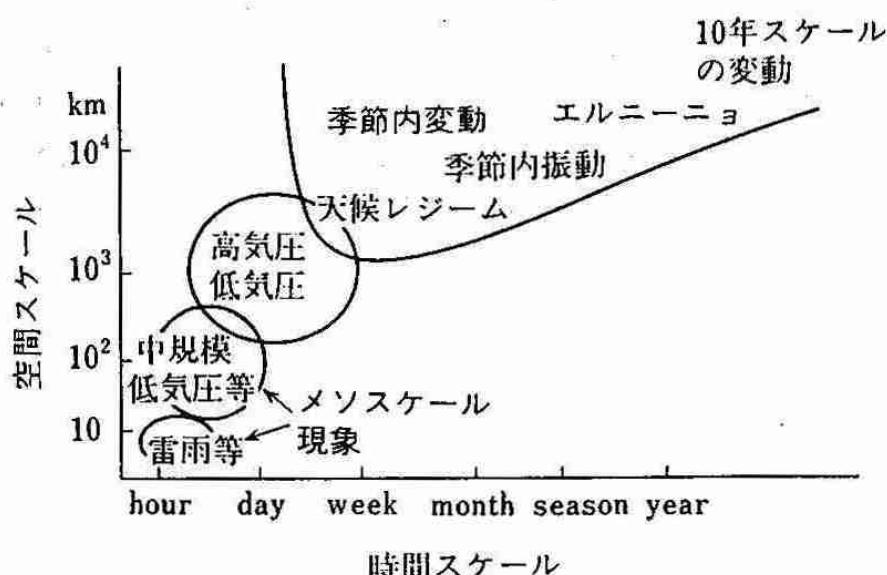


図-6 気象現象の時間空間スケール。（木本、1992より）

10日から一ヶ月程度の移動性高低気圧よりも長い時間スケールを持つ「季節内変動」と呼ばれる現象の予測が重要になると考えられている(図-6参照)。例えば、中緯度大気での季節内変動とは、高低気圧を流すジェット気流の強さやその位置のゆっくりとした変動と考えてよい。一つ一つの高低気圧の位置は予測不可能となり、短期予報の意味での天気予報が無意味となつた後でも、ジェット気流の変動が予測できれば高低気圧のよく通る雨の降りやすい場所と、そうでない場所の予測は可能となる。

中緯度大気における季節内変動を理解するのに、現在最も有力な視点と考えられているのが、「天候レジーム」という概念である。天候レジームは、大気のとりやすい、持続性や再現性を持つ流れのパターンのことであり、大気運動を表現する位相空間における軌道の存在確率密度の極大域に対応する。このように定義された、ある天候レジームにおいては、日々の高低気圧の通過に伴う天気変化はあるものの、平均状態としての天候はほぼ一定となる。また、季節内変動はいくつかの天候レジーム間の遷移により理解することができる。図-7に、実際の観測データより同定された天候レジームの例として(Kimoto and Ghil, 1993)、アラスカ沖の太平洋域でジェット気流がほぼ東西に流れる「東西流」パターン(a)と、南北に大きく蛇行する「ブロッキング」パターン(b)を示す(「ブロッキング」の名はジェット気流の蛇行のため、通常は東西に流される高低気圧がその経路を「ブロック」されることによる)。一方、図-3で示されたロレンツ・アトラクターを用いて説明すれば、軌道の存在確率密度の極大域となる2つの不安定定常解 $C$ と $C'$ の周辺は、いわば「天候レジーム」と見なすことができる(図-8a)。従って、大気運動のアナロジーで表現すれば、ロレンツモデルにおける不規則運動は2つの「天候レジーム」間での遷移として捉えることができ、不安定定常解のまわりでの振動は個々の高低気圧に伴う運動に対応すると考えられる。

このように、中長期予報においては「天候レジーム」間の遷移を予測することが重要となる。過去の観測データの解析により、「天候レジーム」間の遷移には、起こりやすいものとそうでないものとの間に有意な差

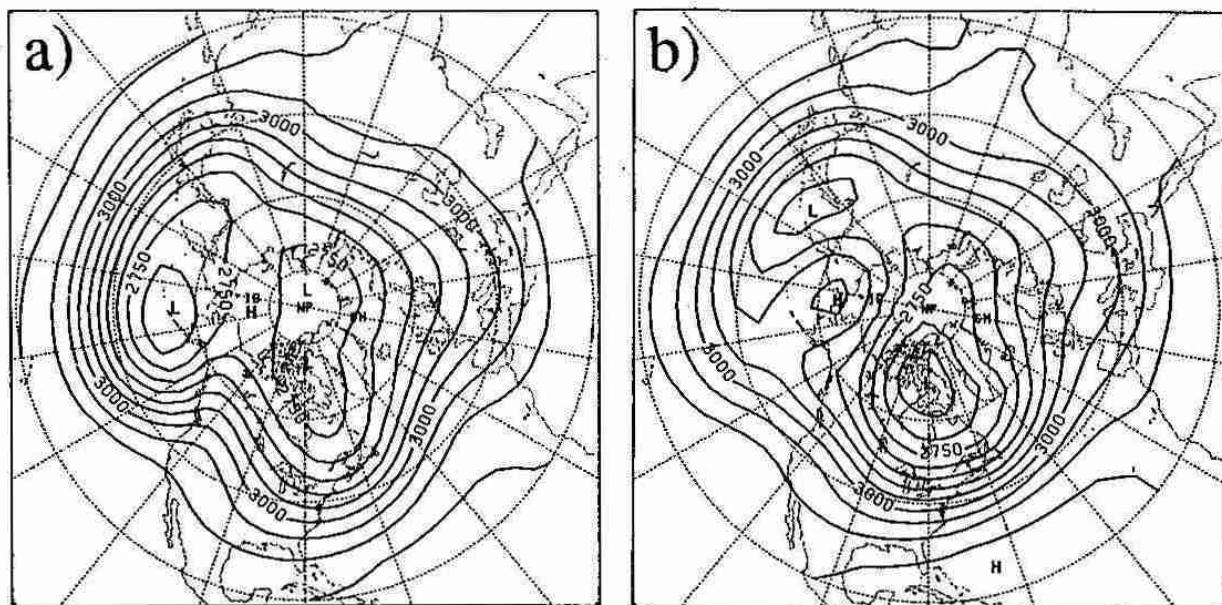


図-7 太平洋域における天候レジームの例(700hPa等圧面高度場)。(a)「東西流」パターン,(b)「ブロッキング」パターン。(Kimoto and Ghil, 1993より)

があることが明らかにされており (Kimoto and Ghil, 1993)、遷移の予測に明るい材料となっている。しかし、中長期予報は実際には予報限界を越えているため、天候レジーム間の遷移の予測も、例えば、「次に天候レジームAに遷移する確率は70%。また、天候レジームBに遷移する確率は30%。」のように確率論的な表現をとらざるをえない。このため、数値予報モデルによる延長予報を行う場合、一つの初期値から一回の時間積分だけを行う決定論的な予測は無意味であり、ある予報開始時刻に同じような確からしさを持つ複数の初期値から複数の時間積分を行うアンサンブル予報の手法が必要となる。アンサンブル予報において、初期値の数や分布をどのようにとれば最も有効な情報が得られるのかなどの課題について、現在盛んに研究が行われている。

「天候レジーム」の概念は、さらに長期間の予報である季節予報にも重要と考えられる。夏や冬の全般的な大気の気候状態は、大気よりも長い時間スケールを持つ、エルニーニョ（竹内、1991）に代表される熱帯の海面温度の変動や大陸の雪氷面積の変動など、大気に対するいわば境界条件が支配的であると考えられている。このため、現在の季節予報では、これらの境界条件の中から統計的手法により気候の変動に寄与する因子を見つけ出し、それらの因子との相関をもとに予測を行うことが主流となっている。従って、「今年はエルニーニョなので、今年の夏は冷夏でしょう。」といった、境界条件に対する大気の線形的な応答を念頭においた予測になりがちである。しかし、大気のカオス的な性質を認めるならば、ある一定の境界条件に対しても、大気は非線形的な応答により複数の気候状態（天候レジーム）をとることができると考えるのが自然である。このことは、大気に対する境界条件がほぼ一定と考えられる季節内において、複数の天候レジーム間での遷移が生じているという事実からも明らかであろう。従って、実現されたいくつかの天候レジームの平均で定義される季節の気候状態と境界条件との間に線形的な関係を求めるのは有効でない可能性が強い。

では、境界条件の変動は天候レジームのどのような性質に影響を及ぼすのであろうか。このことを考えるため、Palmer (1993) は、中緯度大気のカオス的運動を象徴的に表現するものとしてロレンツモデルを用いて、境界条件の変化に対しロレンツ・アトラクターがどのように変形されるかを調べた。ここで境界条件としては、熱帯での海面温度の変動を模式化した外部強制力を与えた。外部強制力がない、すなわちオリジナルなロレンツモデルの場合（図-8a）、不安定定常解の周囲に定義される 2 つの「天候レジーム」での軌道の存在確率密度は同じであり、両者は同等の確率で実現される。一方、外部強制を加えた場合では（図-8b）、外部強制がない場合と比べて、2 つの天候レジームの位相空間における位置はほとんど変わらないが、それぞれの存在確率に有意な差が現れる。このことは、境界条件の変動は、それぞれの天候レジームが実現する確率を変化させるが、それぞれの天候レジームの流れのパターンにはあまり影響しないことを意味している。

従って、それぞれの天候レジームが実現される確率が境界条件の変化にどのように関係するのかを明らかにできれば、現在の季節予報の情報価値を飛躍的に高めることができると考えられる。但しその場合でも、予報は確率論的な表現をとらざるをえないことは確かである。

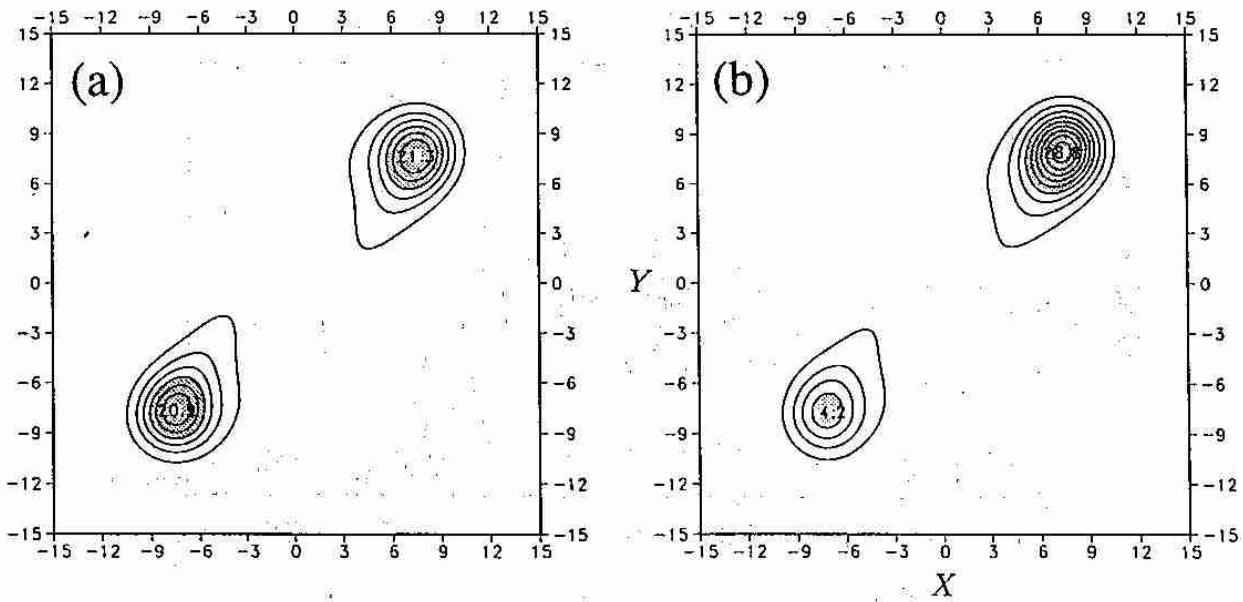


図-8 ロレンツモデルにおける軌道の存在確率密度。横軸は  $X$ 、縦軸は  $Y$ 。(a)外部強制力を含まない場合、(b) 外部強制力を含む場合。(Palmer, 1993より)

#### 4.2 予報誤差の予測

予報誤差は、図-1に示されたように予報期間が延びるに従って増大するが、その変動も大きくなる。例えば、図-9に示した7日予報の誤差を見ると、日々の変動も大きいが、1週間以上のゆっくりとした変動が顕著で、その変動幅は平均値の30%以上の大さくなっている。従って、このような中期予報においては、あらかじめ予報誤差を予測することができれば、予報の情報価値を高めることができる。例えば、「今日の週間予報は予報誤差の予測値が小さいので、当たる確率が高いです」という具合に。ここでは、この予報誤差予測の試みについて簡単に紹介する。

まず、ゆっくりとした予報誤差変動の原因を考えてみる。第2章で述べたように、予報誤差の原因としては、予報モデルが不完全であることに起因する系統的誤差と、大気のカオス的性質に伴う初期誤差成長が考えられる。この両者の寄与を調べるために、図-9と同じ期間での世界の各予報センターの予報誤差変動を図-10に示す。今注目しているゆっくりとした予報誤差変動はどの予報でも現れており、特に、1月上旬での小さな値の時期や、1月末での極大期はよく一致している。また、各予報センターのモデルは独立に開発されたものなので、このゆっくりとした予報誤差変動には、モデルに付随する系統的誤差の変動よりも、大気循環場の変化に起因する初期誤差成長率の変動が寄与すると考えられる。

図-9で予報誤差の極大期に対応する、1月中旬から2月初旬にかけての500hPa等圧面高度場で見た大気循環場の変化を図-11に示す。北太平洋域での偏西風ジェットに着目すると、1月中旬には東西風が卓越する「東西流」パターンであったものが（図-11a）、1月末にかけて南北に蛇行し始め（図-11b）、2月初旬には南北流の卓越する「ブロッキング」パターンに遷移していることがわかる（図-11c）。また、これら2つのパターンは天候レジームとして同定されているので（図-7参照）、この期間は2つの天候レジーム間の遷移期として捉えることができる。従って、ゆっくりとした初期誤差成長率の変動は天候レジーム間の遷

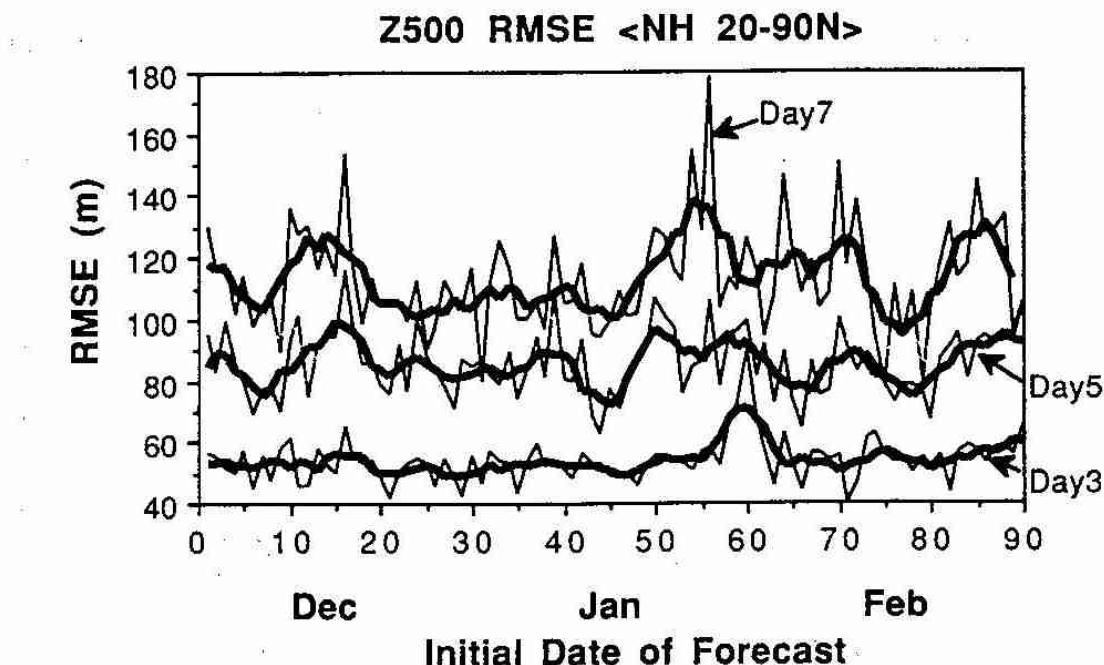


図-9 気象庁全球モデルにおける1988年12月1日から90日間の予報誤差の変動。3日、5日及び7日予報について、北緯20度以北での500 hPa 等圧面高度場の RMS 誤差を示す。横軸は予報の初期日。太線は5日移動平均。(Kimoto *et al.*, 1992より)

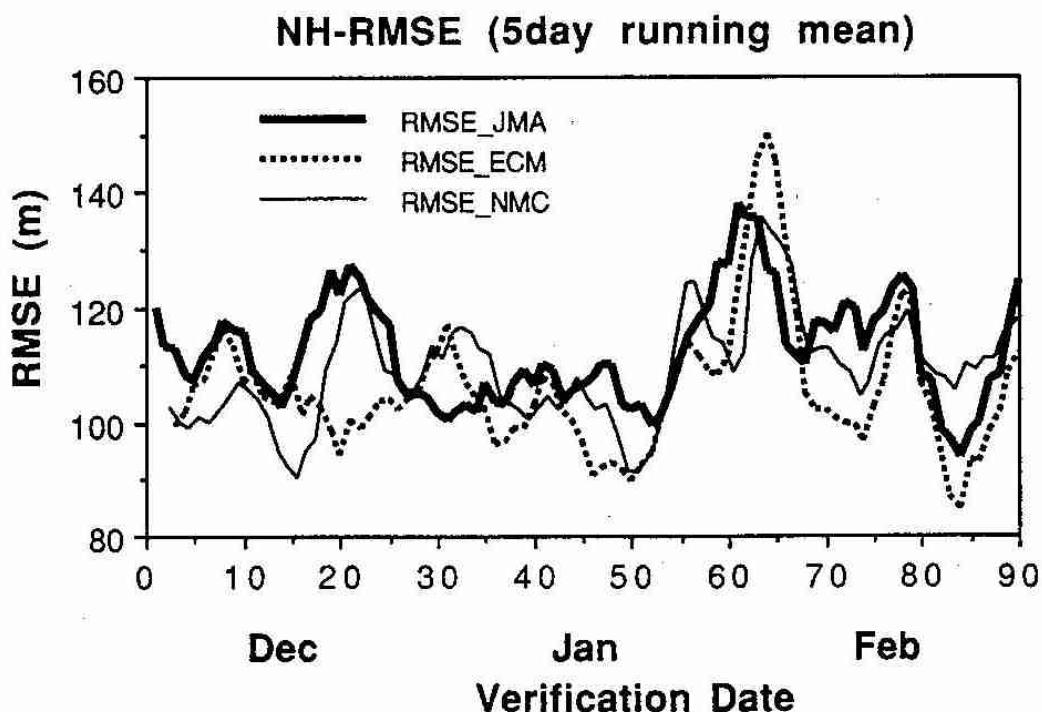


図-10 各予報センターの5日移動平均した7日予報誤差の変動。期間と予報誤差の指標は図-9と同じ。但し、横軸は予報日。太線は気象庁、点線はECMWF(ヨーロッパ)、細線はNMC(米国)の予報モデルの結果。(Kimoto *et al.*, 1992より)

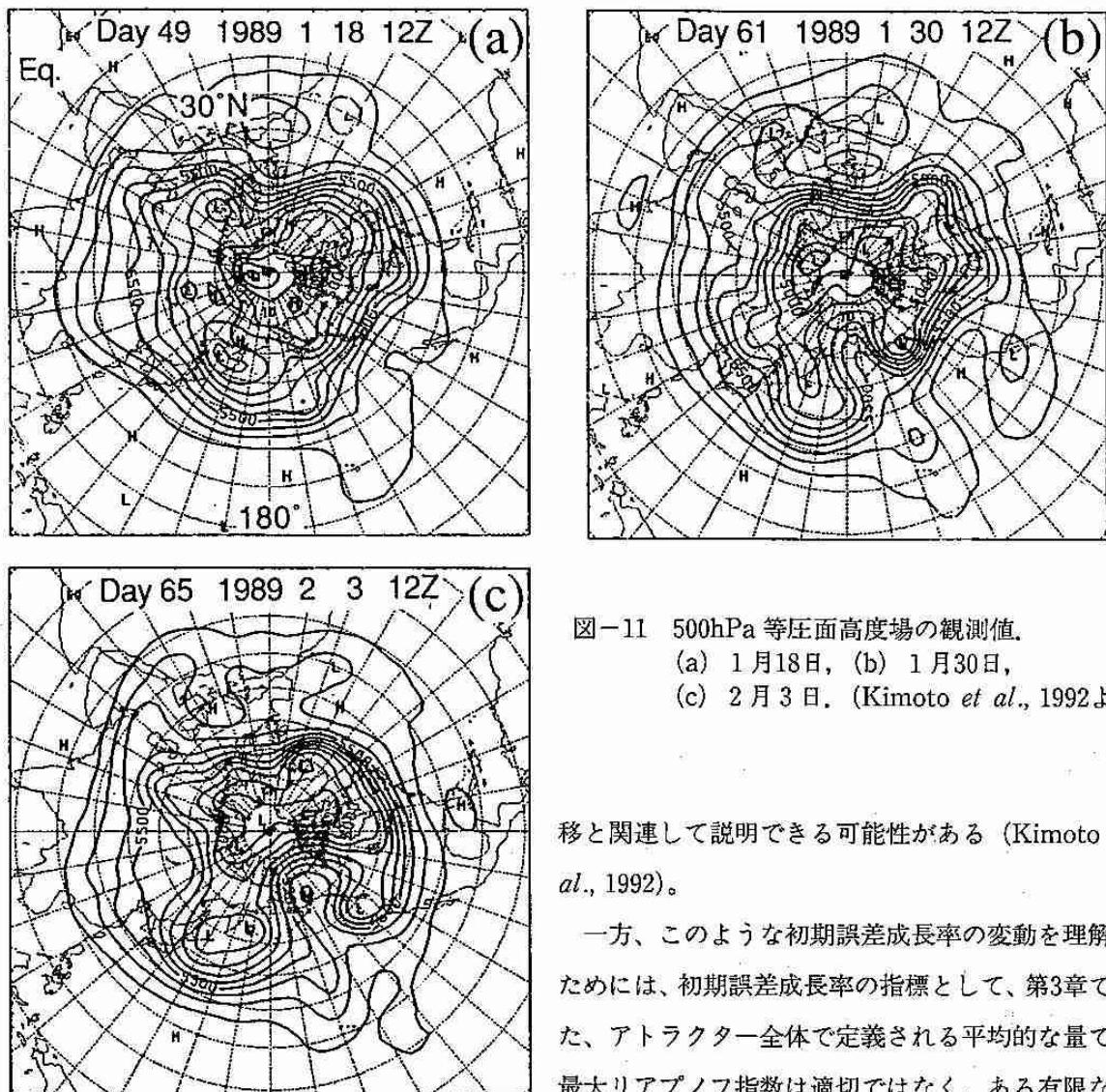


図-11 500hPa 等圧面高度場の観測値。  
(a) 1月18日, (b) 1月30日,  
(c) 2月3日. (Kimoto *et al.*, 1992より)

移と関連して説明できる可能性がある (Kimoto *et al.*, 1992)。

一方、このような初期誤差成長率の変動を理解するためには、初期誤差成長率の指標として、第3章で述べた、アトラクター全体で定義される平均的な量である最大リアプノフ指数は適切ではなく、ある有限な予報

時間での初期誤差成長率を評価する「局所的リアプノフ指数」を用いる必要がある (Lorenz, 1965; 余田 他, 1992)。また、局所的リアプノフ指数は予報の初期値に対する依存性を持ち、アトラクター上での位置の関数として求められる。この局所的リアプノフ指数を用いて、ロレンツモデルで現れるカオスにおいては、「天候レジーム」の持つ力学的性質により初期誤差成長率の変動を説明できることが示されている (Mukougawa *et al.*, 1991)。しかしながら、大気運動と言わずともより複雑な力学モデルにおいて、初期誤差成長率が何によって決まっているのか、つまり、解  $x(t)$  がどのようなときに初期誤差成長率が大きくなるのか、両者の一般的な関係はまだ明らかになっていない。

以上のことから、数値予報モデルにおいて局所的リアプノフ指数を前もって求めることができれば、数値予報の予報誤差をある程度予測することができると考えられる。また、局所的リアプノフ指数を求める際には、初期誤差がどの地域で大きくなりやすいかという情報も付随して得ることができる。しかし、数値予報モデルは、第2章で見たように巨大なシステムなので、局所的リアプノフ指数を求めるのは容易ではなく、様々な工夫が必要となる。例えば、Kimoto *et al.* (1992) は、数値予報モデルを簡略化した力学モデルを用いて

局所的リアプノフ指数を求め、図-9の期間について予報誤差の予測を試みて希望的な結果を得たが、ノイズが多く、実用化までにはまだ検討が必要な段階である。

## 5 おわりに

ここでは、数値予報の概略とカオスの性質について説明した後、カオス理論を数値予報に応用する試みについて紹介した。「大気はカオスなので、予報することは不可能である」と一言で片づけてしまうのは簡単である。むしろ我々は、天候レジームのようなカオスの持つ様々な秩序構造に着目することにより、ロレンツの指摘した予報限界を超えて予測しうる情報を見つける努力をする必要がある。このような試みは、まだまだ実験的な段階ではあるが、実用化することができれば中長期予報の情報価値を飛躍的に増大させることができるので、今後もこのような研究を発展させる必要性は大きいと考える。

## 文 献

- ペルジェ, P., Y. ポモウ, Ch. ピダル(相澤 洋二 訳), 1992: カオスの中の秩序—乱流の理解へ向けて—. 産業図書, pp. 309.
- Keppenne, C. L., and C. Nicolis, 1989: Global properties and local structure of the weather attractor over Western Europe. *J. Atoms. Sci.*, **46**, 2356–2370.
- 木本 昌秀, 1992: 天気予報とカオス. 数理科学, **348**, 59–63.
- Kimoto, M., and M. Ghil, 1993: Multiple flow regimes in the northern hemisphere winter. Part I: Methodology and hemispheric regimes. Part II: Sectorial regimes and preferred transitions. *J. Atoms. Sci.*, **50**, 2625–2673.
- , H. Mukougawa, and S. Yoden, 1992: Medium-range forecast skill variation and blocking transition: A case study. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1616–1627.
- Lorenz, E. N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atoms. Sci.*, **20**, 130–141.
- , 1965: A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model. *Tellus*, **17**, 321–333.
- Mukougawa, H., M. Kimoto, and S. Yoden, 1991: A relationship between local error growth and quasi-stationary states: Case study in the Lorenz system. *J. Atoms. Sci.*, **48**, 1231–1237.
- Palmer, T. N., 1993: Extended-range atmospheric prediction and the Lorenz model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **74**, 49–65.
- 竹内 謙介, 1991: エル・ニーニョと南方振動. 細氷, **37**, 2–10.
- 時岡 達志, 山岬 正紀, 佐藤 信夫, 1993: 気象の数値シミュレーション. 東京大学出版会, pp. 247.
- 余田 成男, 木本 昌秀, 向川 均, 野村 真佐子, 1992: カオスと数値予報—局所的リアプノフ安定性と予測可能性—. 天気, **39**, 593–604.
- Zeng, X., R. A. Pielke, and R. Eykholt, 1992: Estimating the fractal dimension and the predictability of the atmosphere. *J. Atoms. Sci.*, **49**, 649–659.

## -発表会要旨①-

## 平成5年度第2回支部研究発表会要旨

日時：平成5年12月7日（火）

場所：札幌管区気象台会議室

1. 1993年の冷夏の特徴	18
札幌管区気象台	三浦 明
〃	若原 勝二
〃	上田 崇裕
2. 北海道西岸小低気圧に伴う収束雲の流入地域予測と降雪量予測	20
札幌管区気象台	大橋 雅寿
〃	中山 寛
3. SSM/I 85GHz 輝度温度データを用いた北海道西岸帶状雲の解析	22
北大・環境	菊地 勝弘
北大・理	勝俣 昌己
〃	上田 博
4. 冬期季節風時の帶状雲通過時における大粒子の粒径分布の変動	24
北大・環境	松岡 静樹
北大・理	菊地 勝弘
〃	上田 博
〃	遊馬 芳雄
北大・環境	泉 裕明
5. 季節風の出現特性からみた北海道の冬の季節細分	26
北海道動気候研究協会	大川 隆
6. 層積雲の構造とその放射特性（その2）	28
北大・環境	落合 治
〃	菅野 正人
北大・理	菊地 勝弘
〃	遊馬 芳雄
東北大・理	田中 正之
〃	早坂 忠裕
名大・大気水圏研	武田 喬男
〃	藤吉 康志
7. TOGA-COARE、マヌス島レーダー観測(IV) -積乱雲群の発達過程-	30
北大・理	木下 温
〃	上田 博
	J-COARE 観測グループ
8. TOGA-COARE、マヌス島レーダー観測(V)	32
-GMSによる対流性領域と層状性領域の判別-	
北大・理	菊地 理
〃	上田 博
	J-COARE 観測グループ

# 1. 1993年の冷夏の特徴

三浦 明・若原勝二・上田崇裕(札幌管区気象台)

## 1.はじめに

今年の夏は1983年以来の記録的な低温となり、農業関係をはじめとして各産業界に大きな影響を与えた。

長期予報解説資料の整備を目的に、過去の冷夏を含めて1993年の冷夏の特徴をまとめた。

## 2. 気象経過

今夏の北海道平均気温(22官署の6~8月の平均気温)の平年差は-1.5°Cで、1946年以降では図1の経年変化に示すように第4位の冷夏となった。5~6年周期で高温年が現れて、最近は気温の変動が大きい時期になっている。

図2は半旬毎の気象経過である。5年連続の暖冬の後、4月から8月まではほぼ1か月周期で低温の期間が現れ、各月の平均気温は5か月連続して平年より低い階級となった。

表1には夏3か月の要素別偏差(比率)と階級を示す。6月は低温・多雨・寡照。オホーツク海高気圧と日本海からの低気圧の接近・通過で気温が低く、降水量は中部以南で多くなった。7月は低温・少雨・多照。上旬は東西に広がる高気圧に覆われて高温・多照となつたが、中旬からはオホーツク海高気圧が居座り低温・日照不足が続いた。8月は低温・太平洋側多雨。上旬は多照・少雨ながら低温となり、下旬は一時的に夏らしい日があったが、月を通しては異例の台風2個の影響を受けた。

## 3. 気象分布

図3は夏の各気象要素の平年差(比)の分布で、その概略は次のとおりである。

平均気温：オホーツク海側と太平洋側では平年より1.5~2.0°C低く、日本海側では1.0~1.5°C低くなった。低温の状況はオホーツク海高気圧からの冷たい東よりの風が吹き付ける地方で大きく、6月はオホーツク海側、7月は太平洋側、8月は南部で顕著となった。

降水量：日本海側とオホーツク海側では平年の50~80%と少ない。太平洋側では100~200%と多く、これは6月の低気圧と8月の台風の影響が大きい。6月は東部と南西部、7月は十勝南部と渡島東部、8月は太平洋側東部で多くなった。

日照時間：留萌支庁で平年より多い他は、

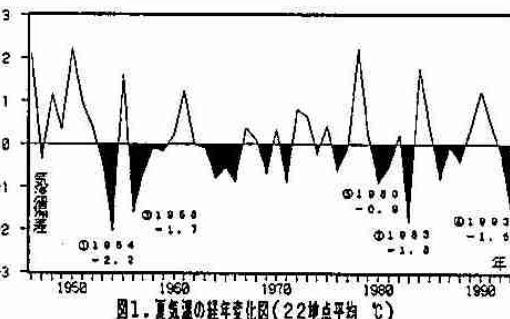


図1. 夏気温の経年変化図(22地点平均 °C)

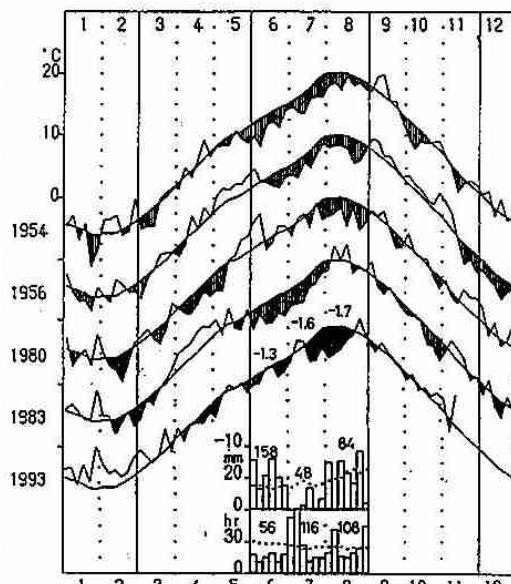


図2. 冷夏年の半旬経過図(11地点平均の気温°C・降水量mm・日照時間hr、数字は偏差比比率)

表1. 月及び季節の地域平均平年差(比)と階級

要素	平均気温 偏差	降水 量			日照時間 時間
月	階級	比率	階級	比率	階級
6月	-1.5°C--	147%	+	53%	--
	日	120	0	61	--
	オ	138	+	39	--
	太	183	++	52	--
7月	-1.5	53	-	114	+
	日	50	-	128	++
	オ	18	--	118	+
	太	75	0	98	0
8月	-1.7 --	82	0	106	0
	日	62	-	102	0
	オ	62	-	97	0
	太	114	0	118	+
夏	-1.5 --	90	0	90	-
	日	70	-	96	0
	オ	69	-	84	-
	太	122	+	87	-

平年の80~90%と少ない。6月は記録的に少なく、7月は北部で多い他は平年並、8月は北部で少ない他は平年並となった。

#### 4. 過去の冷夏との比較

1946年以降の冷夏年（図2参照、第5位まで）の中で、各月の偏差が3か月共に-1.0°C以下になったのは、第1位の1954年に次いでいる。また4月からの連続した低温は他の冷夏年にはなく、特に1951年からの統計で「7月下旬が低温第2位、8月上旬は第1位」となり、この期間は最も寒い盛夏期となつた。

8月上旬は多照・少雨でありながら気温偏差が-4.5°Cの晴冷型となつたが、偏差が4°Cを超えたのは1988年7月下旬（平年差-4.3°C）に次いで2回目である。この期間の北海道近海の平均の海面水温は約15.6°C、海面水温偏差の最大は-4.5°C以下、であった。（図省略）

#### 5. 近海及び熱帯の海水温

今年の海面水温は本州東方海域では4月から、日本海は6月から低い状態が続き、8月の月平均はそれぞれ平年より2.2°C及び3.2°C低く、これらの値は1949年以降で最大負偏差となつた。一方、今夏はエルニーニョ現象が発生していたので太平洋西部熱帯域の海面水温は平年より低くなつた。海面水温偏差と500hPa高度偏差場とは相関が認められることから、今後は長期予報への利用の開発が期待される。

#### 6. 循環場の特徴

北半球の循環場：夏平均の500hPa高度と偏差を図4に示す。北半球規模の循環場は偏西風の蛇行が大きく、しかもその軸は平年に比べ南下していた。蛇行の大きい地域は日本の他に北米大陸とヨーロッパ付近にあり、この領域付近では異常気象が発生した。

極東域では夏の期間を通して南よりも北よりも流れに分流するパターンが続き、北よりも偏西風の流れは北緯50~60度帯を大きく蛇行して流れが多く、オホーツク海高気圧をしばしば発達させた。

循環指数：5日平均500hPa循環指数と北海道平均気温の時系列を図5に示す。極東東西指数(RZI)は4月以降指数が続き、特に7月中旬から8月中旬にかけては大きな負偏差が連続した。また北海道の暖候期の気温と相関が高い東方海上高度も同じく負偏差が続き、これらの位相は北海道平均気温の偏差と良く合っている。また小笠原高気圧指数は一時的に高指数になったが持続しなかつた。

各種循環指数の中で極東東西指数と東方海上指数は、春から夏にかけてこれまでの最大負偏差を記録した。

#### 7. おわりに

①今年の冷夏の特徴は盛夏期の異常な低温と、春から連続した長い低温期間である。北海道平均と共に、さらに地点別の特徴を解析して冷夏の資料を集めたい。

②気候が海洋（特に沿岸海域）の影響を強く受けることは経験的にも明かであるが、海面水温と天候経過には相関が認められることから、長期予報の精度向上には近海の海流を含めた海水温の変化に注目することが重要である。

③全国的な異常低温はエルニーニョ現象だけでは説明しきれない部分があり、循環場や海面水温及び雪水面積などの境界条件を含めた解析が必要である。

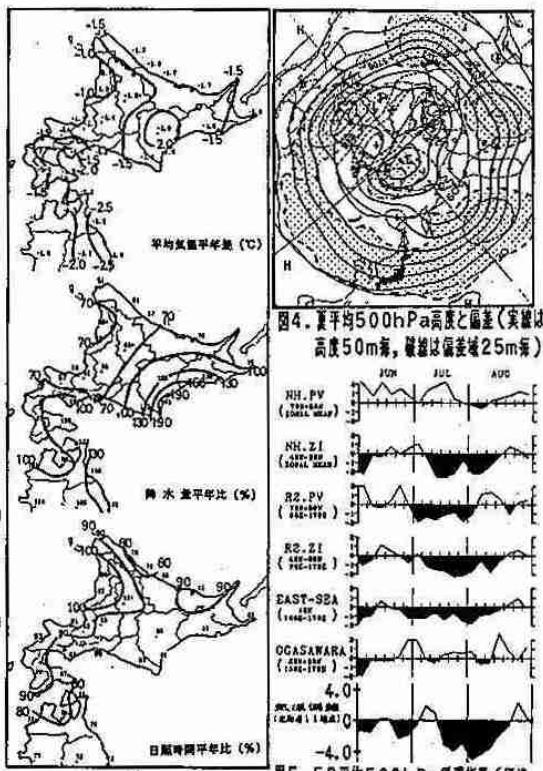


図3. 夏の各気象要素の年差(比)分布図

図4. 夏平均500hPa高さと偏差(実線は高度50m毎、破線は偏差域25m毎)

図5. 5日平均500hPa循環指数(標準偏差)と北海道平均気温(偏差°C)の時系列図

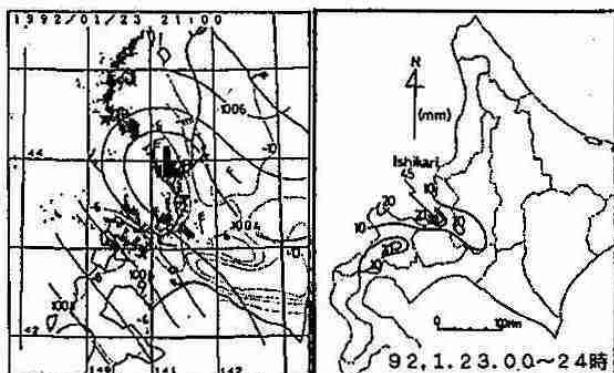
## 2. 北海道西岸小低気圧に伴う収束雲の流入地域予測と降雪量予測

大橋雅寿・中山 寛(札幌管区気象台)

### 1. はじめに

北海道西海上に発生する小低気圧による豪雪の実態は過去の調査で定性的に解明されてきた。予報の現場ではこの降雪量を予測する方法としてJSMやMRRの降水量予想を参考に統計的調査や概念などを用い降雪量に換算して見積りを行なっている。しかし小低気圧に伴う収束雲の動向や量的予想はモデルでも充分には表現できず、これらの予測は極めて難しい。

のことから今回、量予想において特に重要な収束雲の流入地域(小低気圧の動向と不可分)予測と降雪量の定量的予測の試みを行なったので報告する。



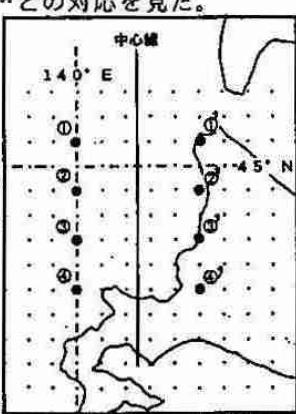
第1図 小低気圧の事例と降水量

### 2. 収束雲の流入地域とその予測

JSMのGPVデータ(北海道西岸部の900hPa東西成分)を解析して収束雲の流入地域…主に石狩・空知・後志支庁…との対応を見た。

#### (1)方法

第2図にGPVグリッドポイントの配置を示す。要素は各グリッドの900hPa東西(U)成分の初期値を用いる。使用するグリッドの経度は140°E線上と稚内の線上に、緯度はほぼ稚内・天塩・留萌・札幌の線上になるよう選定。これらの交わる①-①'，②-②'，③-③'，④-④'



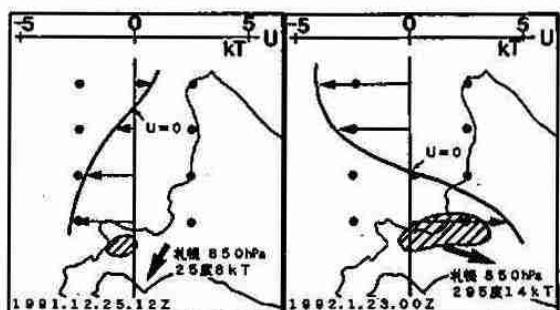
第2図 GPVグリッド  
ポイント。  
大きな数字付きの點が計算に用いたグリッド

間の平均風速( $\bar{U}$ )を求め、この東西グリッドの真ん中の中心線(後志支庁の余市付近)から $\bar{U}$ をプロット、この値を結ぶ線を引き、この傾向と降雪の多い領域との関係を見る。

#### (2)調査結果

第3図は求めたU成分と降雪域の事例で、1991年12月25日12Zは $\bar{U}=0$ ポイントから南側は- $U$ 成分、これに符合して多降雪域が中心線より西側に現れる。1992年1月23日00Zは $\bar{U}=0$ ポイントの南側は+ $U$ 成分で多降雪域もこの方向を指向、中心線より東側に現れている。

この関係はGPVデータ配信期間中(1991年3月～1993年3月)の他の17例についても同じ傾向が示された。



第3図 900 hPa U成分と収束雲流入地域の関係  
斜線の領域は10mm/12時間(T=0~12)以上の多降雪域

これらの結果、収束雲と900hPaU成分の関係について次のことが述べられる。

- ア.  $\bar{U}=0$ 以南の領域に流入。
- イ. 中心線から+又は- $U$ 成分の方向に偏って流入。
- ウ.  $U$ 成分の大きさに比例して領域は東西方向に広がる(850hPa風向風速とも関連)傾向を示す。

この予測はGPVの予想値を解析することで容易に判別可能である。雪雲の移動は850hPaの流れに支配されることが過去の調査で分かっているので、U成分と各地域の850hPa風向・風速別降雪特性を組み合わせることにより、流入地域の推定、内陸部への侵入度合などが判別できる。

現業的には、これらを用いて小低気圧に伴う収束雲の流入地域と内陸部への侵入度合の予想のためのワークシートを作成、併せてこのワークシート結果(T=0からT=24までの3時間毎の収束雲流入予測地域)をGPVデータ初期値・予想値を使用してL/A端末に自動出力させる。

### 3. 降水(雪)量の定量的予測法の試み

本序で用いている現用のM R R ガイダンスの手法(線形重回帰式による予測)を使用。新たな気象予測因子を抽出して P P M 方式による被予測因子(12時間降水量・降雪量)との対応を見る。

#### (1) 調査データ

1989年12月から1993年3月(12月～3月)までの4冬季に発生した小低気圧55例。高層データは稚内と札幌、降水量はアメダス地点の12時間値、海水温は $44^{\circ}\text{N} 141^{\circ}\text{E}$ の半旬値使用。

#### (2) 予測因子

16個の仮予測因子のうち対応の良い5個使用。  
(3) 被予測因子(降水量)

伴う収束雲の幅が狭く、わずかの場の変化(小低気圧自体や収束線の位置変動)で流入地域が大きく変動することから1地点の降水量との比較は難しい。このことから関係を見る領域を広げ、次の①②項との対応を見る。

- ① 収束雲が流入した地域のアメダス地点の12時間最大降水量と最大降雪量(一部隣接の府県区も含む)。
- ② 収束雲が流入した地域内(周囲から見て相対的に多い領域の各アメダス地点)の12時間平均降水量と平均降雪量。

#### (4) 計算結果

- 最も良い関係を示した因子は以下の5個。
- ①  $E_{s+500}$ : 海水温と900hPa気温各々の飽和蒸気圧の和。
  - ② SSI<sub>7</sub>: 700hPaと900hPa間の安定度。
  - ③  $T_s$ : 500hPaの気温。
  - ④  $S_{7-9}F$ : 札幌の700hPa 900hPa間のシアーベクトルの強さ。
  - ⑤  $T_{s-W}$ : 海水温と稚内900hPa気温の差。

これらによって12時間最大降水量の重回帰式(重相関係数0.612)が求められた。

12時間最大・平均降雪量、12時間平均降水量との関係は悪い。

#### 3-1. 予測降水量の検証

相関が比較的良かった12時間最大降水量について、予測式を用いて1987年12月から1989年3月までの2冬季19例について検証を行った。結果は第4図に示す。

この特徴として次のことが述べられる。

ア. 全般的に予想値は良く表現されている。

イ. 予想値は、実況値より多めに計算される傾向を示す。

ウ. 標準誤差3.7mm、最大誤差+13.5mm、-3.4mm。

エ. 予想値/実測値が±30%以内に収まる率は58%。

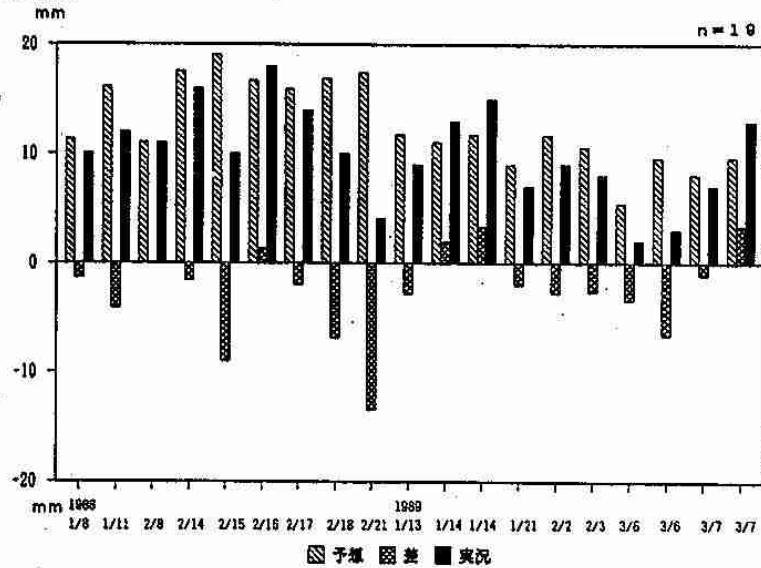
この中で誤差の大きい1988年2月の15日12Z, 18日00Z, 21日00Zの3例は、小低気圧が後志沖にあり南下、収束雲の流入が一過性のケース。1989年3月6日の00Z, 12Zの2例は収束雲が沖合に遠ざかり、陸上部に流入しなかったケースである(いずれも雲情報図による)。

これらの5例を除くと更に相関は良くなり、12時間最大降水量の量的見積はほぼ良く表現できていると言える。

これらを用いて、高層データが入力した時点で計算を行うことにより12時間先、更に予想値を用いて24時間先までの最大降水量予測が可能である。

又、降水量を降雪量に換算する方法は、山内ら(平成4年度、札幌管区気象台研究会誌、P117～118)により、地上の気温によるS/R比が、求まっているのでその結果を利用し計算する。

なお、面的な平均雨量を見積もる場合は、重相関を求めた55例の最大降水量/平均降水量係数が1.4倍で求まっているので、得られた12時間最大降水量予測値に0.7を乗じることで見積もられる。



第4図 予測式により計算した12時間最大降水量予測値と実況値及び偏差

### 3. SSM/I 85GHz 輝度温度データを用いた 北海道西岸帶状雲の解析

勝俣昌己 (北大・環境)・上田 博・菊地勝弘 (北大・理)

＜はじめに＞

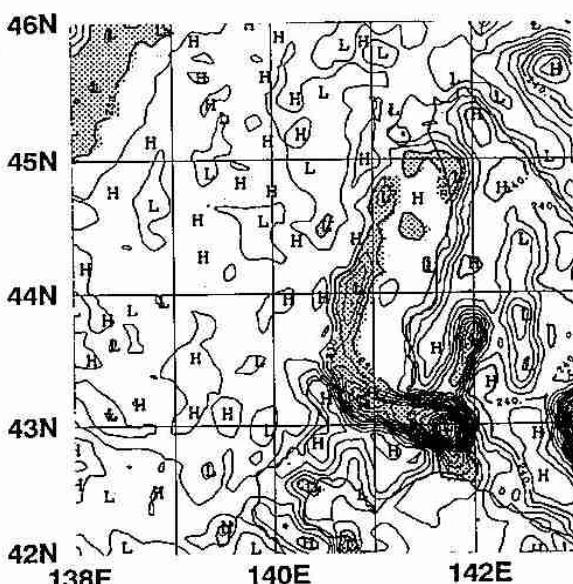
冬季に北海道西岸に発生する帶状雲については、1992年1月23～24日のケースについて、NOAA/AVHRRを用いた解析の結果を前回(1993年度第1回支部会)発表した。しかし、赤外放射からは雲内の情報を得る事は出来ない。対するに、マイクロ波は、雲による吸収、散乱率が赤外線と比べて低いために、雲内の情報を含んでいる。そこで、前回発表したのと同じケースの帶状雲について、SSM/I(Special Sensor Microwave / Imager)のデータを用いた解析を行った。

また、これまでの衛星搭載マイクロ波放射計を使用した雲物理特性に関する研究は、水雲を対象としたものがほとんどで、水晶や雪片等を考慮にいれているものは少ない。このため、水晶や雪を多く含む帶状雲を解析する事は、マイクロ波放射計による解析手法の発展も試みる事となる。

＜使用データ＞

Wentz(1991)によるSSM/Iの輝度温度(TB)データを用いた。

SSM/Iは4波長・7チャンネルを持っている。このうち、衛星搭載のマイクロ波放射計に初めて加えられた85GHzの垂直、水平両偏波チャンネル(以後それぞれ、85V、85Hと略記する)を持つ事が大きな特徴となっている。この周波数帯は、空間分解能が他のマイクロ波放射計と比べて高いことや、水晶や雪片によって強い散乱を受けることから、今回対象としている雪雲の解析に適している。



(↑)図1:1992年1月23日20時18分(GMT)のSSM/I 85VのTB画像。ハッチ域は230K以下の領域を示す。

しかし、陸地は余りに多様な放射特性を示すので、大気中の効果を見るための背景放射としてはふさわしくない。よって、今回は海上でのデータについてのみ議論する。

この他、啓風丸レーダー画像、及び、GMS/VIS SR赤外画像を比較検討材料として使用した。

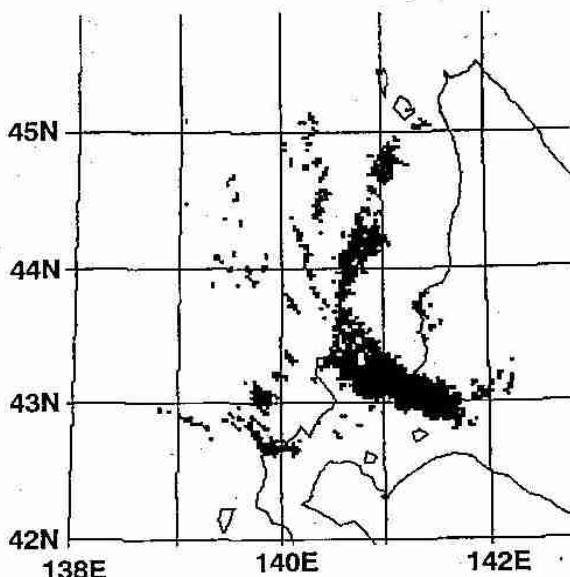
＜解析・結果＞

図1に、1992年1月24日20時18分頃(GMT)の85VのTB画像を示す。この中で、TBが230K以下の領域(ハッチ域)が、北海道西岸に沿って南北に、帶状に伸びているが、GMS/VISSR赤外画像で認識される帶状雲は、この領域よりも東西方向の幅が広くなっている。つまり、低TB域すなわち帶状雲域とは限らないと考えられる。

一方、この85Vの低TB域は、ほぼ同時刻の啓風丸レーダー画像(図2)でのエコー域とほぼ一致したパターンを示している。このことは、降水粒子による散乱がTBの低下に効いていることを示唆している。しかし、よくみると、エコー域は全体的に低TB域の西に寄っている。85GHzチャンネルは、使っている波長がレーダーよりも短いために、降水粒子よりも小さな粒子、つまり雲粒サイズの粒子にまで影響を受ける。よって、85V TBには、降水粒子の他に雲粒の影響も大きいものと予想される。

そこで、雲粒の影響が東西方向でどのように違うか見るために、85V、85Hの偏波性に着目する。

SSM/Iは常に天底角45°で観測しているために、海面からの放射は、偏波性を持っている。これに対し、雲粒は等方放射をしているので、雲によって、



(↑)図2:図1と同日、20時15分(GMT)の啓風丸レーダーPPIスキャンのエコー図。

- 1) 散乱、吸収によるTBの低下
  - 2) 放射によるTBの上昇、及び、偏波性の解消
- という効果が引き起こされる。

そこで、沿海州～北海道西岸沖の日本海上の85V、85HのTBをグラフ上にプロットしたものを図3に示す。この図において、ほとんどのデータは1次回帰直線上にのっているように見える。これは、海面が荒れる事による、TBの上昇、及び、偏波性の解消という効果を反映したものと考えられるが、一部、回帰直線からはずれたデータが存在する。

このため、図3のグラフを、85Vで3K分下げた回帰直線でまず2領域に分類し、更に各々を85H TBで2領域に分類する（図3中の実線が境界線）。こうしてデータを4種類に類型化し、それぞれに対応するセルのデータを地図上にプロットしたものが図4である。

ここで、帯状雲に対応する部分は、●と○で表される2種類の部分で特徴づけられる。

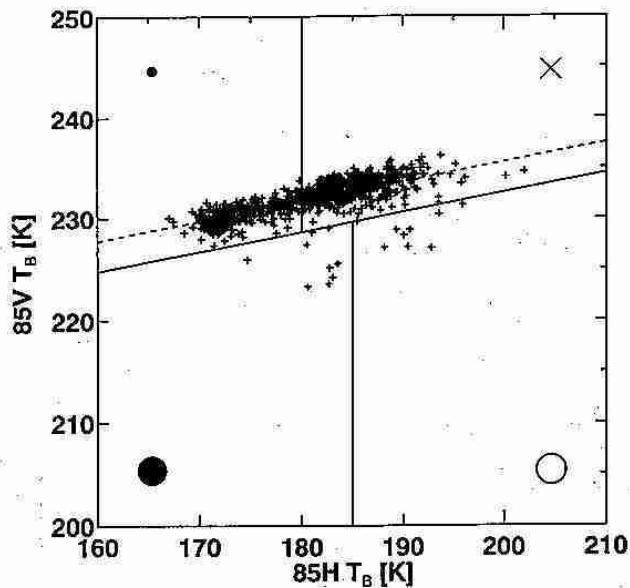
●で表されているのは、85V、85Hの両者とも低いTBを示すセルである（図3左下の領域に相当）。ここは、降水粒子、或いは雲粒による散乱によってTBの低下が引き起こされたと考えられる。対するに、○で表されるセル（図3右下の領域に相当）は、両者、特に85HのTBが、●のセルに比べて上昇し、その結果、偏波性が薄れている。これは、雲粒による放射が加えられた結果と考えられる。

つまり、帯状雲の東側では、散乱を引き起こすが放射は極めて少ない、水晶の多い部分であり、それに対し、西側では放射を行う、過冷却水滴である雲粒の多い部分である事が言える。

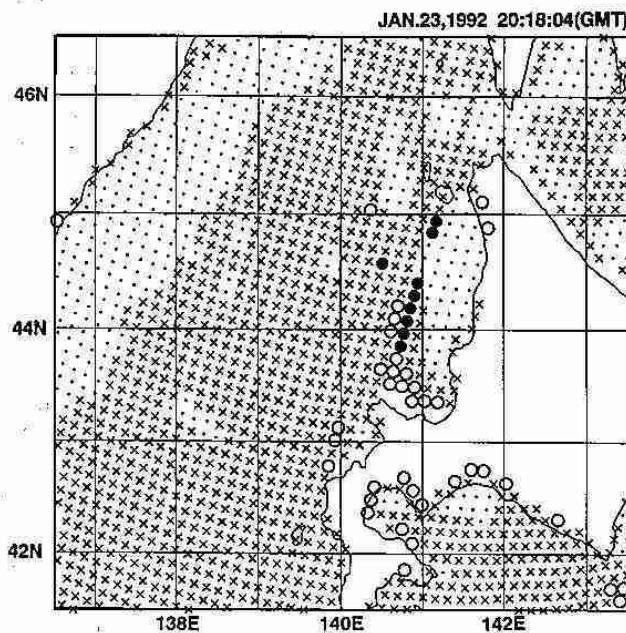
以上から、このケースの帯状雲は、西側では活発な対流を示すために過冷却水滴の雲粒を多く含み、対するに東側では、上空の一般風に流され、長時間上空に滞留した結果水晶化した雲粒を多く含んでいる事が考えられる。つまり、端的に言えば、東側は対流域、西側は層状域であると言えるだろう。

#### ＜おわりに＞

SSM/Iの85V、85H両チャンネルの特性を生かし、冬期、日本海での帯状雲の構造を推測することが出来た。しかし、TBの変動幅はSpencer(1987)による冬期、海上での前線性の雲の事例よりも小さい。この理由として、今回解析対象とした雲が厚くない（～5km）こと、及び、サブグリッドスケールの構造が強く影響していることが考えられる。今後、これらの点に留意し、他のチャンネルのデータも含めた解析をこれから進めていく予定である。



(↑)図3：北緯43°～47°の日本海上での85V、85Hの散布図。点線は1次回帰直線。実線で区切られた4領域及び各領域に記されたシンボルについては本文及び図4参照。



(↑)図4：図3で分けられたセルデータを地図上にプロットしたものです。シンボルは対応する図3での領域を表す。

## 4. 冬期季節風時の帶状雲通過時における 大粒子の粒径分布の変動

松岡静樹（北大・環境）・菊地勝弘・上田 博・遊馬芳雄（北大・理）  
泉 裕明（北大・環境）

はじめに 大気中のエアロゾルに関する研究は、これまで数多くなされてきた。しかし冬期季節風や低気圧とともに海上で発生・発達する降雪雲と、海岸でのエアロゾル数濃度との関係に注目した研究は少ない。本研究ではドップラーレーダー等による豪雪に関する集中観測が行わた1991年北海道礼文島及び1992年北海道石狩湾新港での降雪雲及び海岸でのエアロゾル数濃度の観測データを調べた結果について報告する。

エアロゾル数濃度の時間変化 石狩湾新港におけるエアロゾル数濃度の5段階の粒径別時間変化が図1である。この数濃度変化を変動が小さかった時間帯02時～03時、全粒径で数濃度が高かった時間帯05時～06時、さらに粒径1.0  $\mu\text{m}$  以上の粒径で数濃度が低くなかった時間帯07時～08時という3つの時間帯での粒径分布として表わしたもののが図2である。おののの時間帯に対応した帶状雲のレーダーエコーの時間変化が図3である。発達した帶状雲が石狩湾に上陸した05時以降に数濃度が高く、雲の動向と数濃度とが良く対応している。06時と07時との間に粒径分布の違いが明確にあらわれている。この相違は海洋性エアロゾルと大陸性エアロゾルの粒径分布の違いによる<sup>2)</sup>。海洋性エアロゾルの増減の要因を調べるため、1991年1月26日14時～19時の礼文島のデータと、上記で示した1992年1月24日01時～06時の石狩湾新港のデータを用い、風速及び水平発散量とエアロゾル数濃度との関係を見る。

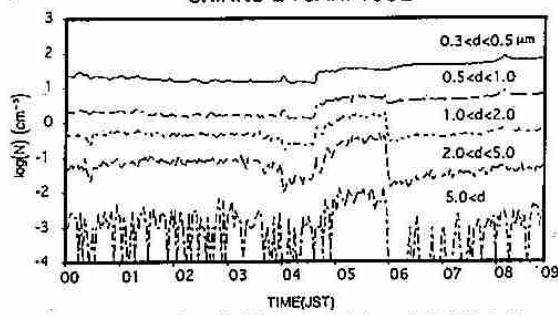


図1 エアロゾル数濃度の粒径別時間変化の変化  
SHINKO 24 JAN. 1992

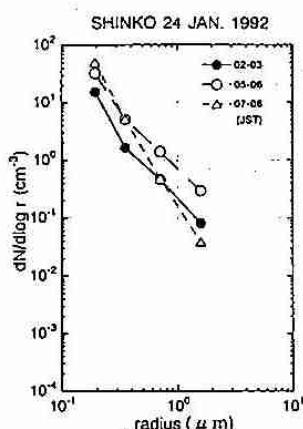


図2 粒径分布の時間変化

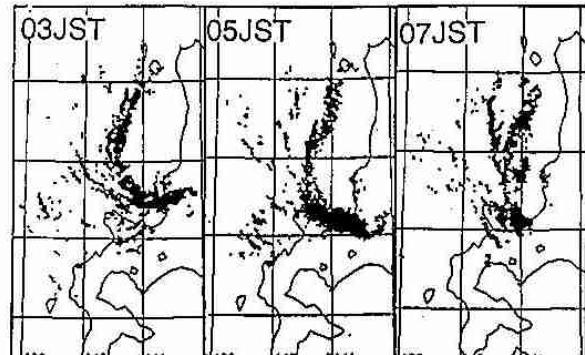


図3 啓風丸がとらえた1992年1月24日のPPI画像

風速とエアロゾル数濃度 風速と海塩粒子の数濃度との対応は少なからず研究が行われ、近年でもそれらの相関の高さが示されている<sup>2)</sup>。礼文島・石狩湾新港の両観測データのうち主に海塩粒子による数濃度の増減があった時間帯において、風速とエアロゾル数濃度との対応を表わしたもののが図4である。直線は各粒径範囲の回帰直線である。礼文島のケース（図4-a）では小さい粒径で風速が強くなると数濃度が増加する傾向を示してい

のケース（図4-a）では小さい粒径で風速が強くなると数濃度が増加する傾向を示している。一方、石狩湾新港のケース（図4-b）では風速が強くなると数濃度が減少し、礼文島のケースとまったく逆の傾向を示している。さらに両ケースとも大きな粒径では風速と数濃度との相関が非常に低くなっている。

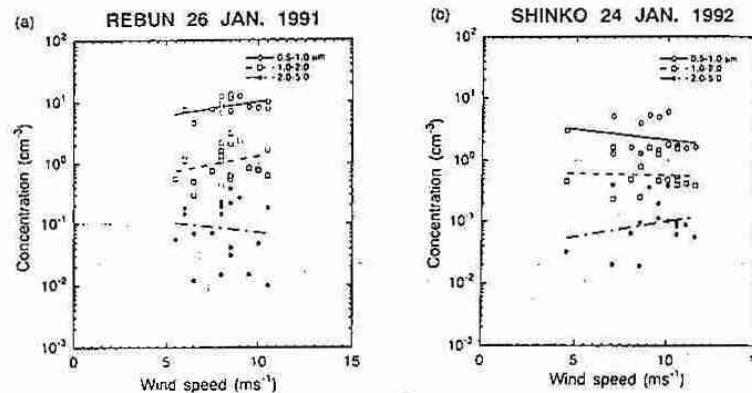
#### 水平発散量とエアロゾル数濃度

北大理学部のドップラーレーダーにより降雪雲の観測が行われた礼文島・石狩湾新港の両ケースとともに、数濃度の変動とVAD法により計算された観測点周辺の収束場の強弱とが対応していた<sup>3)4)5)</sup>。石狩湾新港における水平発散量の時間別高度分布が図5である。高度200m~500mの境界層内における水平発散量なかで、収束（水平発散量が負）の一一番強い値の発散量を各時刻の水平発散量とし、この値と数濃度との対応を礼文島・石狩湾新港の両ケースについて表わしたもののが図6である。直線は各粒径範囲の回帰直線である。なお高度200m~500mの水平発散量の中に発散（発散量が正）の値があった時刻は除外した。礼文島のケース（図6-a）では大きな粒径で収束が強くなるほど数濃度が増加する傾向を示している。石狩湾新港のケース（図6-b）ではすべての粒径で収束が強くなるほど数濃度が増加し、収束量（負の水平発散量）と数濃度との相関が非常に高くなっている。この関係を数濃度(N)、収束量（負の水平発散量）を(-D)とすると以下の式で表わすことができる。

$$\log(N) = a - b \times (-D)$$

(a, bは定数)

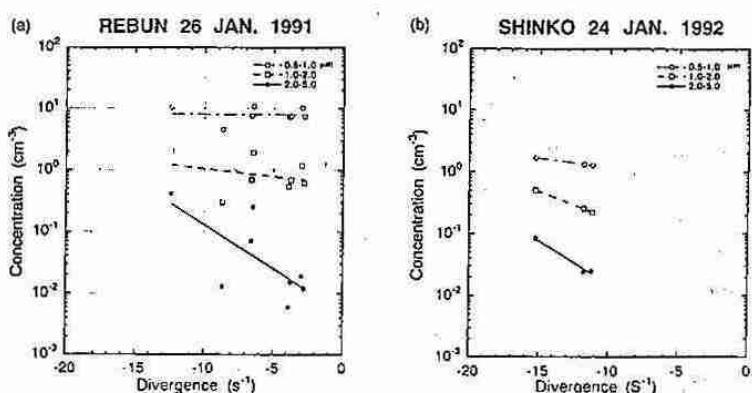
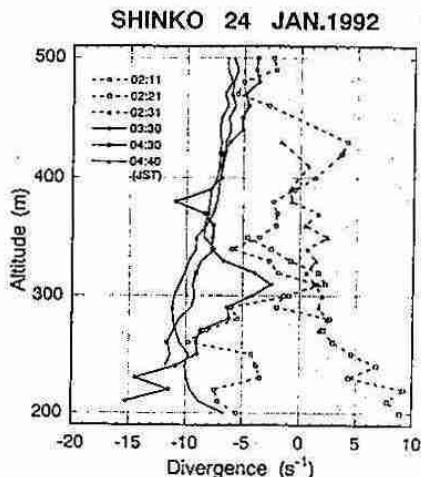
まとめ、海塩粒子の発生機構の面から考えると、風速が強くなれば数濃度が高くなることは定性的にも定量的に多くの研究により明らかになっている。本研究では観測点でのエアロゾル数濃度と風速との対応だけではなく、観測点周辺場の空気の流れと数濃度との対応を調べた。その結果降雪雲を伴った気象擾乱により海面から海塩粒子が発生し、さらに観測点周辺場の収束によって観測点において数濃度の増加が観測されたと考えられる。



上 図4 風速とエアロゾル数濃度との関係

右 図5 水平発散量の時間別高度分布

下 図6 水平発散量とエアロゾル数濃度との関係



1 Junge (1963), Air chemistry and radioactivity, Academic press.

2 O'Dowd and Smith (1993), J. Geophys. Res., 9, 1137-1149.

3 李ら (1991), 気象学会秋季大会予稿集, 11.

4 松岡ら (1992), 気象学会秋季大会予稿集, 98.

5 松岡ら (1993), 気象学会春季大会予稿集, 137.

## 5. 季節風の出現特性からみた北海道の冬の季節細分

大川 隆（北海道動気候研究協会）

### 1. はじめに

冬季季節風パターンの出現頻度をまとめたものは、吉野・福岡（1967）によるもののみである。その統計年数は1956～1965の10カ年で、年代も今となってはかなり古いものとなっている。今回、筆者は北海道付近に注目して、季節風を西風系と北風系の2風系に分けて、最近30カ年の資料からその出現頻度を調べた。

かつて筆者（1991）が行った北海道の季節細分も、この結果を用いて、晩秋から早春について容易に行なうことが出来たので報告する。

### 2. 季節風の分類と統計方法

季節風が吹くということは、上層5000m以上にも及ぶ分厚い極域寒気が偏西風波動にのって、日本列島に南下してくることである。経験的にみると、地上の季節風はこの上空5000mの寒気塊の周辺部に沿って吹いている。初冬にはまだ南の高気圧が強いため、この寒気塊は図1の気塊Aのようにオホーツク海中部から南部で停滞させられる。この場合の北海道付近の季節風は西風系（西～西北西の風）となる。これに対し、厳冬に入ると、上空の寒気は気塊Bのように本道東方海上に南下する。この場合、季節風は北風系（北～北西の風）となる。

回数は少ないが、ブロッキング現象などで上空の寒気塊が日本海の中部一帯に停滞する場合には、桧山沖から秋田沖にかけての海上に低気圧が停滞するため、北海道は東風系（東～北東の風）となる。この場合、北海道では降雪も少なく、季節風として扱わないが、北陸から山陰地方にかけては西～北西の季節風が強まるので、全国的規模で季節風を論ずるときは、この東風系も加えなければならない。

以上から北海道付近の季節風は西風系と北風系に大別される。西岸小低は、北風系のときに発生することが多い。

い。図2はこれら3風系の典型的地上天気図である。

統計年数は1960年秋から1990年春までの30寒候年である。09時、21時の気象庁印刷天気図で稚内、旭川、札幌のいずれかの地上気温が7℃以下の場合の季節風パターンの日を抽出した。7℃以下としたのは内陸部の山沿い地帯で降雪があることを考慮したためである。

季節風の分類は、天気図上の地上風と等圧線の走向を主とし、まぎらわしい場合は500hPaの寒気塊の位置を参照して決定した。かくして抽出した30冬分の各風系別の半旬別日数の150日（5日×30年）に対する百分率で各半旬の出現率を求め、結果を図4に示した。

### 3. 北海道の冬の季節細分

#### ①初冬（11月下旬半ば～12月下旬後半）

かつて筆者は本道の西部多雪地帯で長期積雪初日の頻

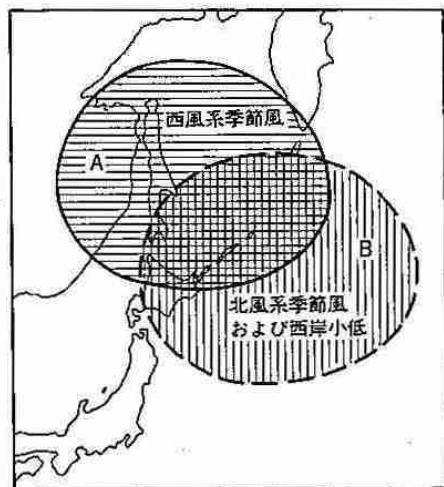
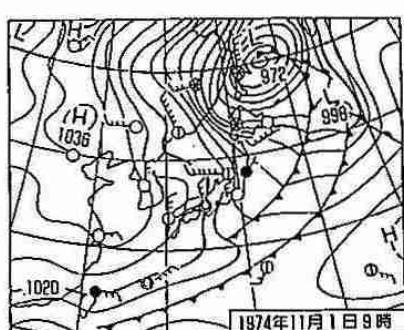
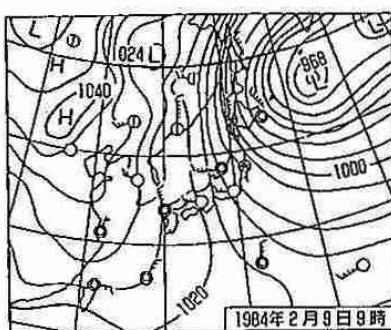


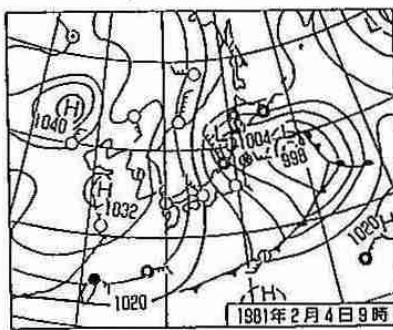
図1 上空の寒気塊の位置と季節風の風向の関係



(a) 西風系季節風



(b) 北風系季節風



(c) 東風系(本州では季節風)

図2 各風系の季節風のときの典型的天気図

度の最も高い11月下旬の半ばをもって晩秋と初冬の境目とした。図4でも11月下旬に入つてからは季節風全体の出現率はほぼ40%以上と安定して多くなっている。

#### ②厳冬（前期・後期）（12月下旬後半～2月下旬半ば）

では初冬から厳冬への境目はいつ頃であろうか。筆者は北風系の出現率が20%以上と多い状態が続いている12月27～31日の半旬から2月20～24日の半旬までの2カ月間を厳冬とすることにした。しかし、この間の2月5～9日の半旬に出現率が一時的に低下し、また図3の札幌日平均気温平年値でもこの頃一時的に顕著に昇温している。この寒あけの2月上旬後半の節目をもって厳冬を前期と後期に分けて区別することとした。

図3、図4をみると、気温の低極は1月末にみられ、冬の厳しさは後期より前期の方が強くなっている。しかし、2月半ばを中心の低温は旭川など内陸部からオホーツク海側に向かうに従つて一層顕著となつておらず、流氷野が強く作用していると考えられる（本田、1993）。

#### ③晩冬（2月下旬半ば～3月下旬半ば）

図4によると、2月25日～3月1日の半旬以降北風系の季節風は一段と少なくなり、晩冬入りとなつてゐる。その後、3月27～31日の半旬には季節風全体の出現率が10%前後に下落し、早春の到来を示してゐる。すなわち3月下旬半ばが晩冬と早春の境目となる。

#### 4. あとがき

以上に提示した北海道の冬の季節細分は、2月下旬半ばとした晩冬入りを除き、前回の筆者（1991）の提示と全く同じものとなつた。

#### 〈参考文献〉

- 吉野正敏・福岡義隆、1967：半旬別の気圧配置ごよみ、天氣、14巻、250-255。
- 大川 隆、1991：動氣候学的にみた北海道の季節細分、細水、37号、52-53。
- 本田明治、1993：冬季北海道の気温変動にかかるオホーツク海の海水の役割、北大理学研究科修士論文。

図3 北海道における  
細分した冬の季節の推移

太い曲線は5日移動平均  
で平滑化した札幌日平均気  
温平年値（1961年～1990年）

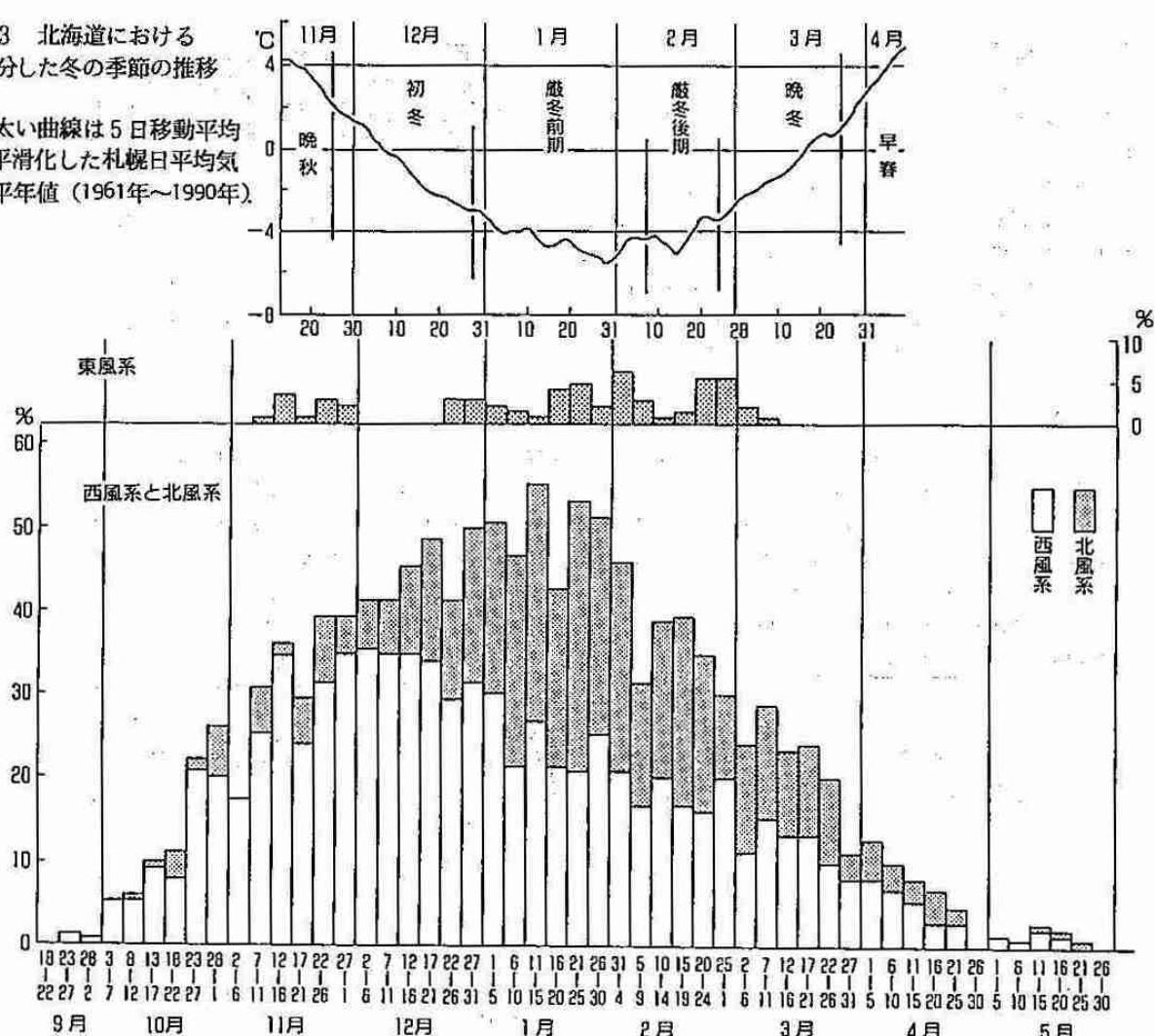


図4 北海道付近における風系別季節風の半旬別出現率（統計年数：1960年秋～1990年春の30寒候年）

## 6. 層積雲の構造とその放射特性（その2）

落合 治・菅野正人（北大・環境）・菊地勝弘・遊馬芳雄（北大・理）  
田中正之・早坂忠裕（東北大・理）・武田喬男・藤吉康志（名大・大気水圈研）

### 1. はじめに

WCRP「雲と放射」の一環として、1991年、冬季に奄美付近の海洋性の層積雲の構造とその放射特性が観測された。これまで北大のステレオ写真、東北大の全天日射計、名大水圏のLWP（鉛直積分雲水量）の同時測定によるデータを用いて、いくつかの事例解析を行ってきた。

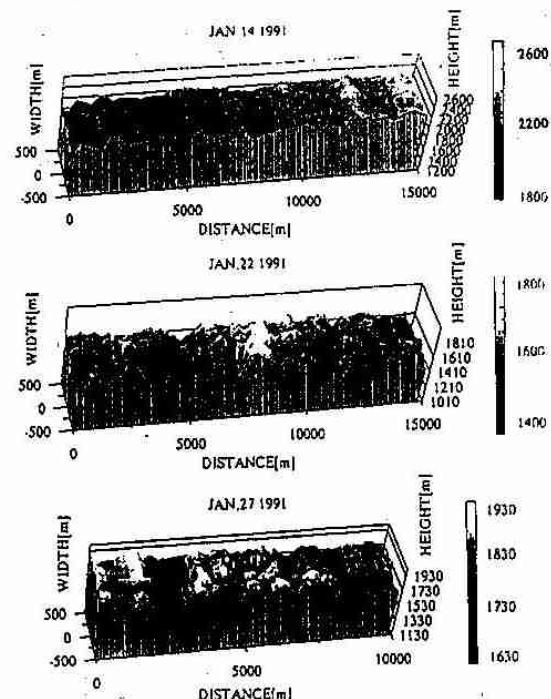
今回、これまで解析した例も含めて1991年1月14、18、22、26、27日のデータを用いて、反射率をLWP、雲の幾何学的厚さ、さらに雲頂の凹凸度のパラメーターで相関をとって程度まとめた。

### 2. 雲頂高度分布

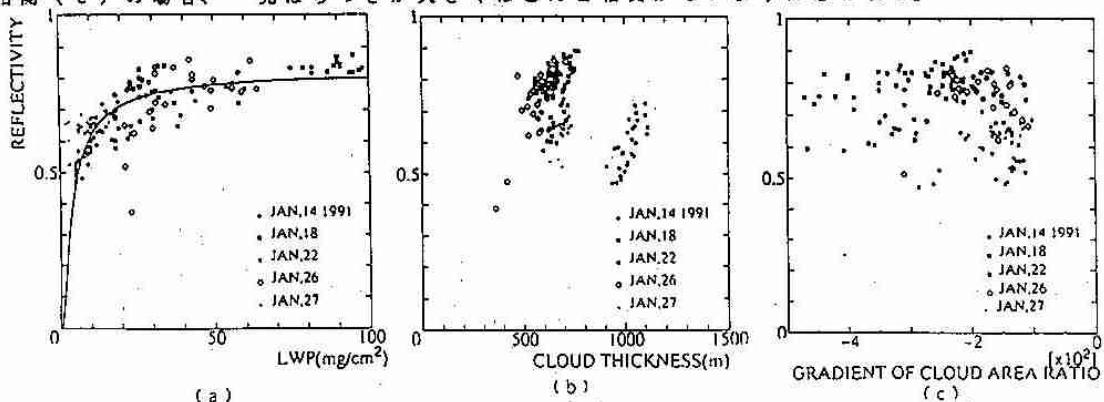
図1に北大のステレオ写真により得られた雲頂高度分布を示す。データは幅1km、長さは15km、もしくは10kmをとってある。これにより雲頂の形状、凹凸の状態がわかる。例えば、ここでは比較として3例挙げているが、14日では雲頂が比較的になだらかで、22日ではかなり凹凸が大きく、27日ではその中間位である事がわかる。また、ゾンデと飛行機の目視により雲底高度がわかり（14日：1200m、22日：1010m、27日：1130m）、それを一定とおくことによって雲の幾何学的厚さが細かくわかる。

### 3. 日射の反射率との相関

LWP、雲の幾何学的厚さ、凹凸度がそれぞれ日射の反射率とどのような相関を持つか調べてみた（図2）。LWPとの相関（a）の場合、以前に名大水圏が解析した回帰曲線上に乗る事がわかりしLWPが放射特性にかなり影響を及ぼしている事がわかる。雲厚との相関（b）の場合、14日を除いてまとまりが良い事がわかる。14日みると雲層が厚いにも関わらず反射率が相対的に小さい、これは（a）からLWPが10mg/cm<sup>2</sup>前後と他の日に比べて小さかったからであると思われる。さらに、凹凸度（GRADIENT OF CLOUD AREA RATIO:数字が小さくなるほど凹凸度が大きくなる事を示す）との相関（c）の場合、一見ばらつきが大きくほとんど相関がないように思われる。



（図1）雲頂高度分布：0は飛行ライン  
（図1）雲頂高度分布：0は飛行ライン



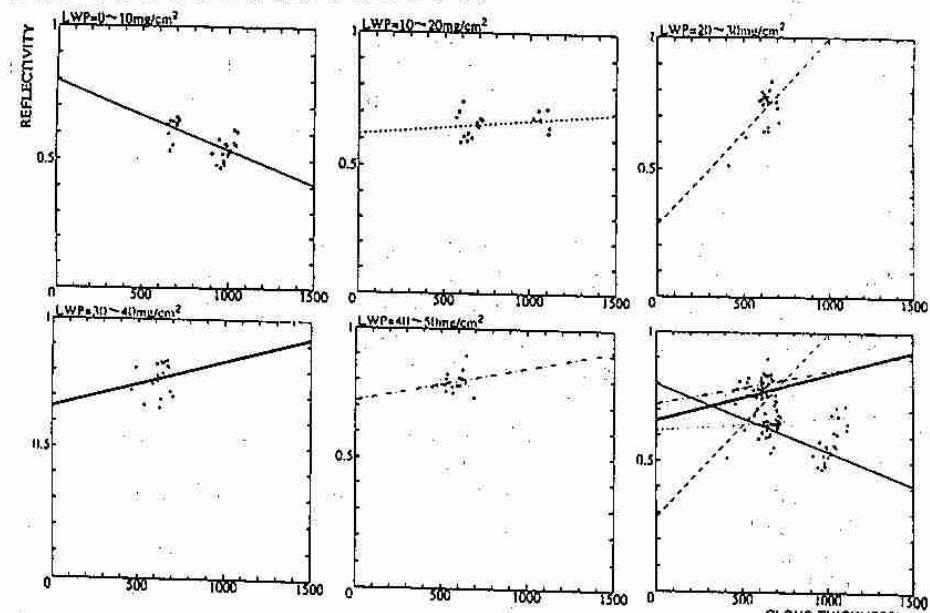
（図2）LWP（a）、雲の幾何学的厚さ（b）、凹凸度（c）と反射率の相関

4. LWP一定の条件での相関

LWPが反射率に最も影響を与えるパラメーターと仮定して、それぞれ幾何学的厚さと凹凸度がどの程度反射率に影響を与えていたか調べた。今回、LWPをほぼ一定の条件として $0 \sim 10$ 、 $10 \sim 20$ 、 $20 \sim 30$ 、 $30 \sim 40$ 、 $40 \sim 50 \text{ mg/cm}^2$ の場合に分けて、その集団を採ってみて回帰直線を引いてみた。その結果、厚さとの相関(図3)の場合、変化傾向がばらばらであり、特に $0 \sim 10 \text{ mg/cm}^2$ においては負の相関を示している。一方、凹凸度との相関(図4)の場合反射率に大きな影響を与えていたとは言えないが、凹凸度が小さくなれば反射率が増加し、またその変化傾向がほぼ同様である事がわかる。そしてLWPが増加すれば階段状に反射率も増加する事がわかる。

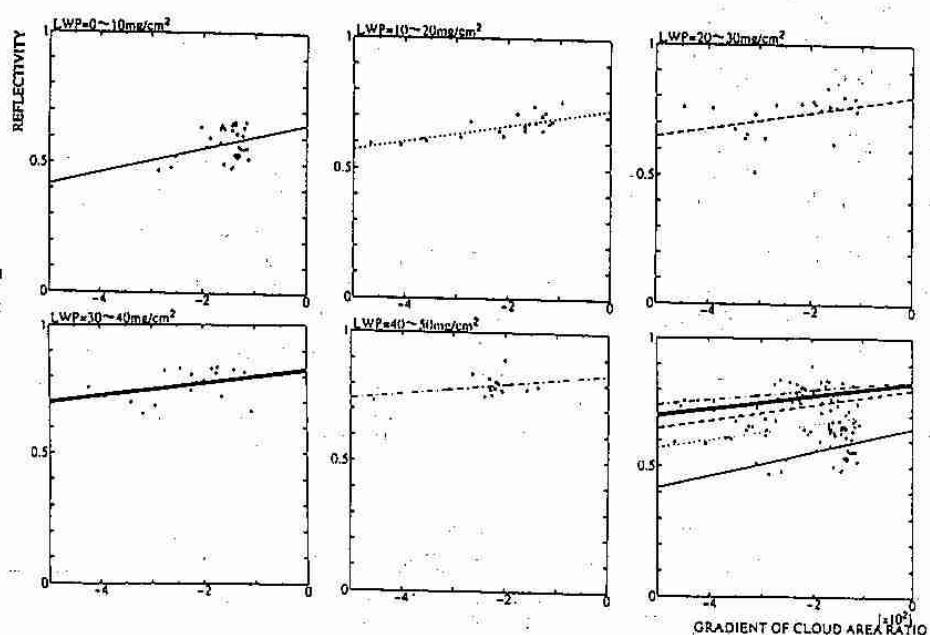
5. まとめ

今回、海洋上の層積雲の反射率をLWP、雲の幾何学的厚さ、雲頂の凹凸度である程度まとめてみたが、LWPが最も反射率の変動に影響を与えていたと思われる。また、雲頂の凹凸度も正の一定の傾向を持った相関がある事がわかった。しかし、雲の幾何学的厚さが必ずしも反射率に影響を及ぼすとは限らない事も分かり、今後これらの検討が必要であろう。



(図3)

LWP一定での厚さ  
と反射率の相関とそ  
の変化傾向



(図4)

LWP一定での凹  
凸度と反射率の相関と  
その変化傾向

## 7. TOGA-COARE, マヌス島レーダー観測 (IV) -積乱雲群の発達過程-

木下 溫・上田 博 (北大・  
J-COARE 観測グループ)

### 1.はじめに

近年、熱帯赤道域の積乱雲群のふるまいが気候変動の觀点から興味をもたれているが、それらの研究は少なく、ドップラーレーダーを用いた研究はあまり行われていない。そこでTOGA-COARE集中観測期間中パプアニューギニアマヌス島においてレーダー観測をおこない、積乱雲群（その中でもメソ対流系）の発達過程（組織化）とその構造について調べた。その中でも1月18日から19日のケースについて発生から消滅まで解析しているのでその結果を示す。

### 2.観測・解析方法

マヌス島に2台のドップラーレーダー（北大理学部レーダー、低温研レーダー）を設置して観測した。1月18日から19日の場合、15分サイクルのPPIボリュームスキャンを続け、その合間にRHIスキャンを行った。echoの解析には上空にライトバンドが存在することを考慮し、北大理学部レーダー仰角3°のPPIデータを用いてecho面を計算した。メソ対流系の構造を調べるために解析領域は限定されるが、Dual解析から3次元風速場をもとめ内部の気流を詳しく調べた。大気の成層状態はマヌス島MOMOTEでのSounding dataを、風向の時間変化はMOMOTEに設置されているWindprofilerのdataを参考にした。

### 3.GMS画像とechoの特徴

このケースはマヌス島付近で発生、発達して消滅したクラウドクラスターである。16:00 (LST)のSoundingをみると750hPaまで対流不安定であることが解る。風向はWindprofilerのdata（図1）によると15:00頃から北風が入り始め、対流セルがたち始める17:00には融解層より下層は北風成分で占められている。毎時のGMS.IR画像を見る16:00において、マヌス島北北東約200kmに大きなクラスターの一部とみられる白い塊が存在して、その先端が南下しているように見える。これが、profilerの北風成分の強化と関連しているのではないかと思われる。19:00になるGMS.IR画像でマヌス島北部の海上に小さなクラスターが認められ翌19日の1:00には大きく広がり直径200km程になった。その後は北東側に広がりつつ衰えていき5:00にはニューギニア本島の北部海上のクラウドクラスターの一部になり判別がつかなくなってしまった。7:00になるとWindprofilerのdataは下層で南風成分が卓越し、高度2-3km層に東風が入りんできて、その上は北風成分がある。孤立echoが観測範囲の北側に現われ始めた1月18日13:00から消滅した19日5:00までのecho領域の時間変化を追うとecho面積は、17:30頃まではほぼ一定であるが、対流セルが、ライン状に組織されると増化し始めた。ライン状に組織化された対流セルは最初、西北西方向に並んだ。18:30を過ぎると南北方向にび、20:00頃上層に層状領域を伴うようになった。この南北に伸びたラインを構成するセルは寿命が尽きたと入れ替わりラインを維持しながら層状領域を広げて19日2:00頃には完全に層状化してecho面積はピークに達した。その後echo面積は減少し、5:00にはechoはほとんどなくなった。4:00のSoundingでは600-700hPa層が飽和していてこの高度層状雲がまだ存在していたことが解る。800hPa以下ではほとんど中立でこのシステムによって下層の不安定が解消されることを示している。（図2）

### 4.Dual Doppler 解析の結果

ここではecho全体が層状化した19日2:00の結果を取り出して見ることにする。図3は高2km, 4km, 6km, 8kmの水平風速場を示した。下層ではDual解析領域内で、ほぼ北風が一様に吹いている。4kmより上の層では一様な風系は乱れはじめ、東風が入り込み水平風にシアーがみられる。6kmを見ると中心部に西風と南風が合している領域があり、そこに南東風が入ってきて半時計周りの循環があることがわかる。全体として上昇流、下降流とに弱く±1(m/s)の領域が大部分を占めている。ただ、融解層(4.5km)の上と下では気流系は大きく異なる。融解層よりも上層では、ほとんど一様な流れであるが、融解層のあたりから流れは一様でなくなり上昇流域が増大している。また、上層いくにつれ風向が下層と逆転している。もう少し詳しく言うと下層から上層に時計周りに風向が変化している。これは鉛直断面の気流構造を示した図4を見るとより明白である。融解層より下では、それより上の層よりも強い一様な流れある。一方、融解層より上いくと下層と逆向きの流れがあって、所々にロール状の循環が見られる。このような風速場パターンが層状領域を維持しながら、その範囲を広げる役割をはたしていると考えられる。

### 5.まとめ

今回報告したケースは大規模場がトリガーとなって発達したと考えるにが妥当である。時間的にも空間的にも限られている対流セルが組織化すること、あるいは組織化されること、メソ対流系の発達にとって非常に重要である。た、このような対流系は表退期に層状領域を伴う。ここでは2台のドップラーレーダを使って層状領域の内部構造を詳しく調べた。内部の気流系は融解層を境にしてまったく異なっているのが特徴である。

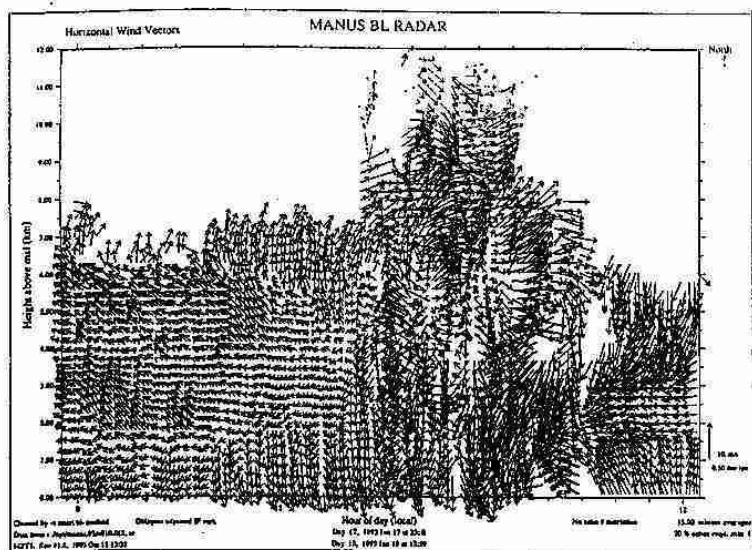


図 1 MOMOTECの風向の時間変化

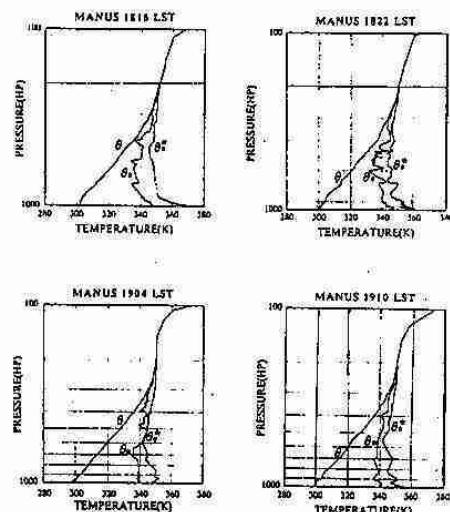


図2 MOMOTEのソンデータの鉛直プロファイル

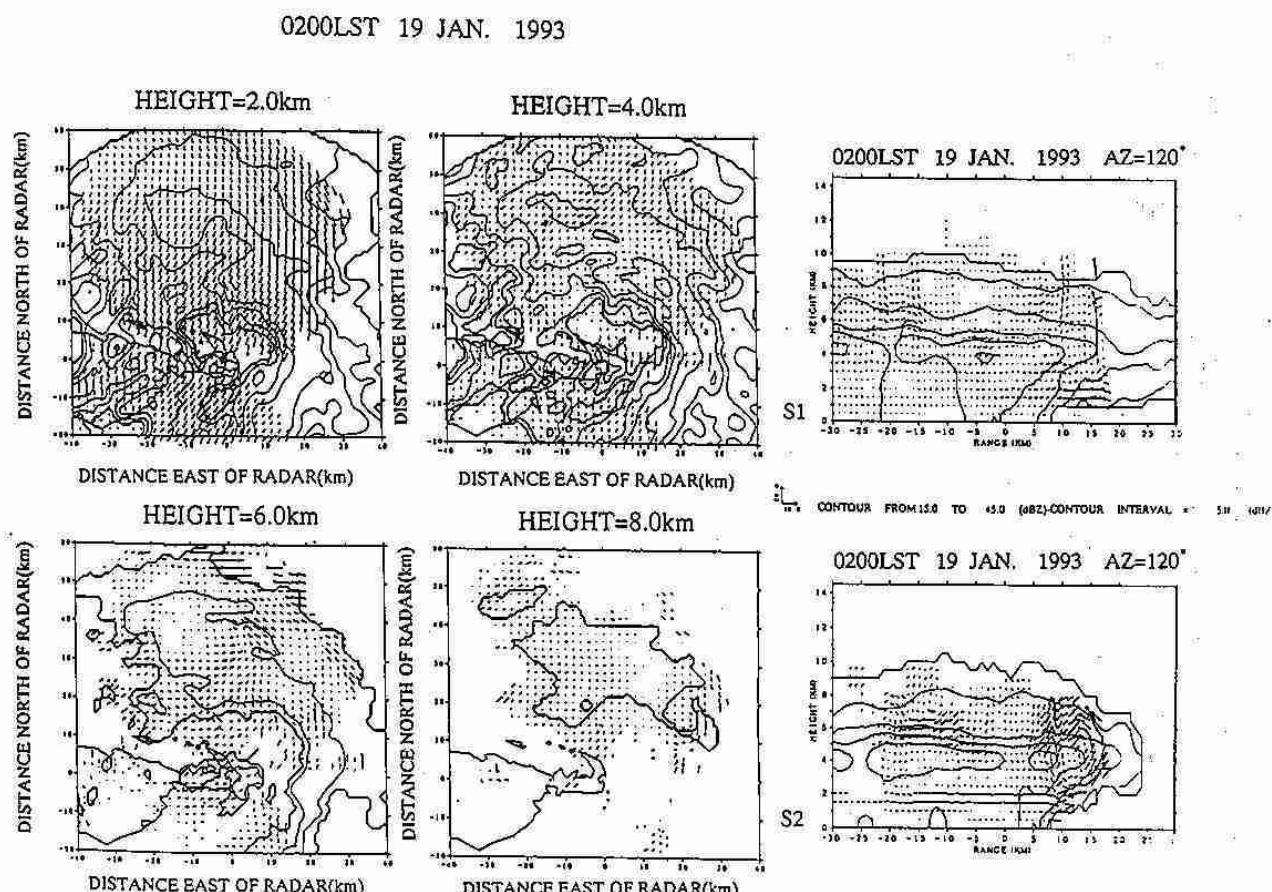


図3 各高度における反射強度と水平風  
コンターは10dBZ-45dBZまで5dBZきざみ。

図4 鉛直断面の反射強度と風ベクトル  
センターは15dBZ-45dBZまで5dBZきざみ

## 8. TOGA-COARE マヌス島レーダー観測 (V) — GMSによる対流性領域と層状性領域の判別 —

菊地 理・上田 博(北大・理)  
J-COARE 観測グループ

### <はじめに>

パプアニューギニア、マヌス島におけるTOGA COAREのレーダー集中観測期間中の1992年11月24日、クラウドクラスターの一部がマヌス島周辺で発達し、その発達の過程がレーダーで観測された。このクラウドクラスターの階層的な構造を明らかにするために、GMS-IRデータから対流性領域と層状性領域とを区別する技法、CST(Convective Stratiform Technique)(Adler and Negri(1988))を用いた解析を行い、レーダー解析との比較を行った。

### <観測結果>

図1はGMSによる1992年11月23日19LST～25日01LSTまでの0～5°Sの緯度帯における時間-経度断面図である。24日10LSTでは140°E付近と160°E付近に約500kmの水平スケールをもつクラウドクラスターがマヌス島をはさむ形で位置していた。24日10LSTからはマヌス島周辺でも対流活動が活発化し、西側のクラウドクラスターの一部となり、24日16LSTに雲の広がりは最大となった。

このうちレーダーのレンジ内にエコーが広がってきた24日11LSTから16LSTまでのPPI( $3^{\circ}$ )の時系列(19dBZ以上)を図2に示す。エコーは10LST頃から増加しあり、11LSTにはセル状(A)であったエコーは1時間後の12LSTにはライン状(B)に組織化された。13LSTでは地形性のエコー(C)が発達したがエコー面積はさほど広くなかった。15LST以降は層状雲(D)が広がった。この変化を通じて、エコーの移動速度は非常に遅かったが、その反射強度は急激な変化を示した。

### <解析手法>

今回用いた技法CSTではGMS-IRデータ(0.05度格子、毎時)の $T_{bb}$ の極小値を示す位置を求め、その周囲の $T_{bb}$ の勾配を計算し、それがしきい値以上の勾配を持つ場合に、その位置を対流性領域とし、その極小値の大きさから対流性領域の面積を決めた。また、層状性領域については、 $T_{bb}$ の極小値の地点を中心とした50km×50kmの領域でのモード値から得られるしきい値より、 $T_{bb}$ の低い領域を層状性領域として、対流性領域と層状性領域を判別するものである。尚、今回用いた変換式等はGoldenberget al.(1990)がWMONEXに適用したものと同様のものを用いた。

### <レーダーとの比較>

図3は1992年11月24日13LST、15LSTのGMS-IRデータのCSTによる対流性領域及び層状性領域の分布を示している。一方、図4は図3のそれぞれの時刻に対応するボリュームスキャンによって得られた19dBZ以上のレーダーエコーのエコー頂分布を示している。低仰角のレーダーエコーのPPIから対流活動が活発であったと考えられる13LSTでは、CSTで求められた対流域とレーダー

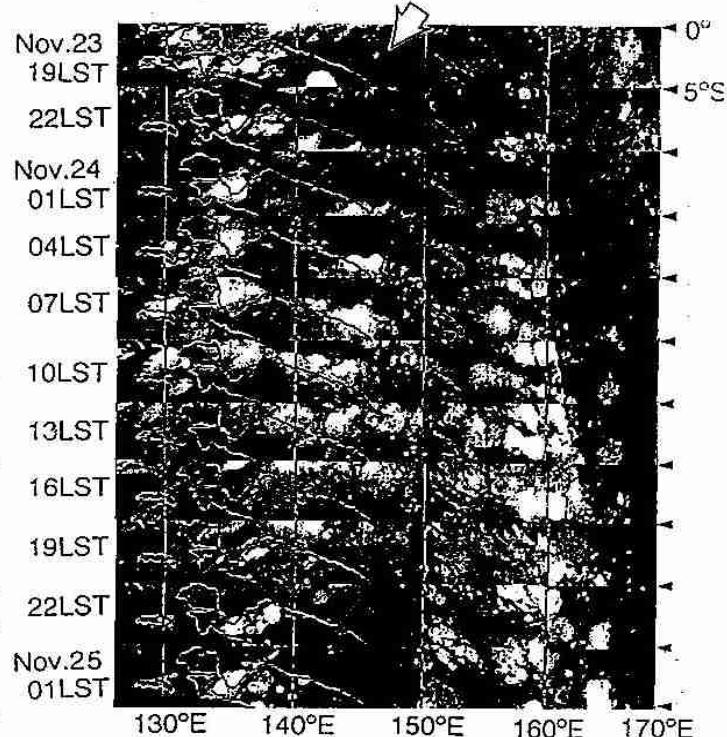


図1 1992年11月23日19LST～25日01LSTの0°～5°Sの緯度帯の時間-経度断面図。矢印の先端がマヌス島(2°S, 147°E)

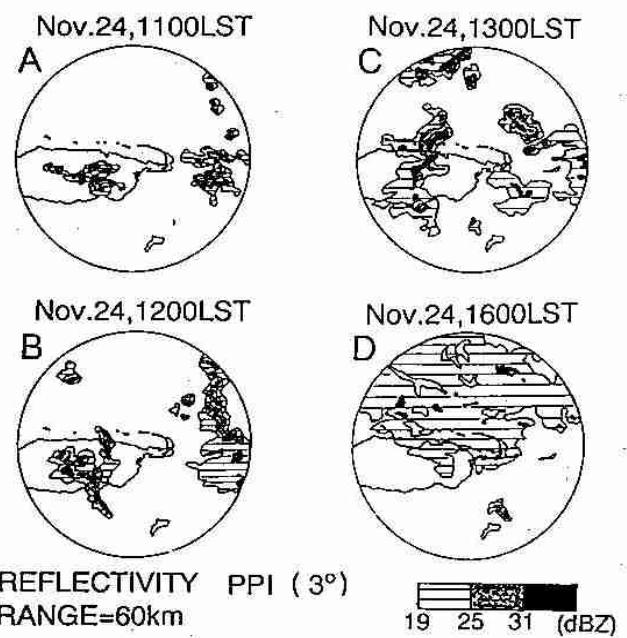


図2 仰角 $3^{\circ}$ のPPIにおける反射強度

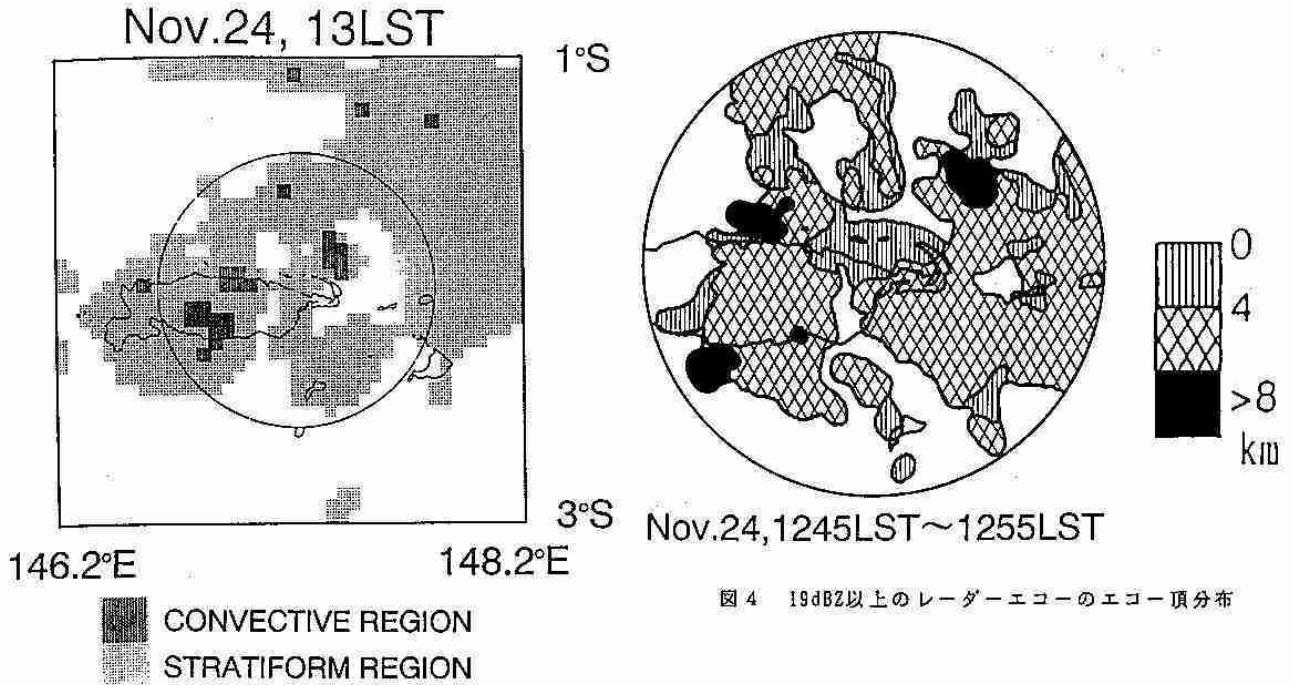


図3 CSTにより求められた対流域と層状域の分布

エコー頂の高い場所は良く対応している。19dBZ以上で14km及ぶようなエコー（図4）も見られた。

#### ＜まとめ＞

CMS-IRデータを用いてCSTによるクラウドクラスターの対流性及び層状性の領域の判別を試み、レーダーとの比較を行った。その結果、図5のレーダーレンジ内のレーダーとCSTから得られた対流性の領域と層状性の領域の占有面積の割合の時間変化からわかるように、13LSTまでのクラウドクラスターの発生期から発達期に相当すると考えられる対流活動の比較的活発なステージでは、CSTとレーダーとから得られた分布は良い一致を見せており、このステージで対流性領域の増加とともに層状性の領域が広がってゆき、クラウドクラスターの大部分を層状性の領域が占めていることがわかる。しかし、15LST以降の層状性が支配的となるステージではCSTでは層状性領域のしきい値を発達期のT<sub>85</sub>の低い層状雲からと決定しているため、正確に層状性領域を判別できていないことがわかる。一方、層状性領域が支配的となる15LST以降にもかかわらず、レーダーで22dBZ以上の対流域がピークを示している。これは層状性領域でも融解層より下に対流性の強い領域が存在していることを示しており、熱帯の降水量を考える上では、これらの見積りも重要であると考えられる。

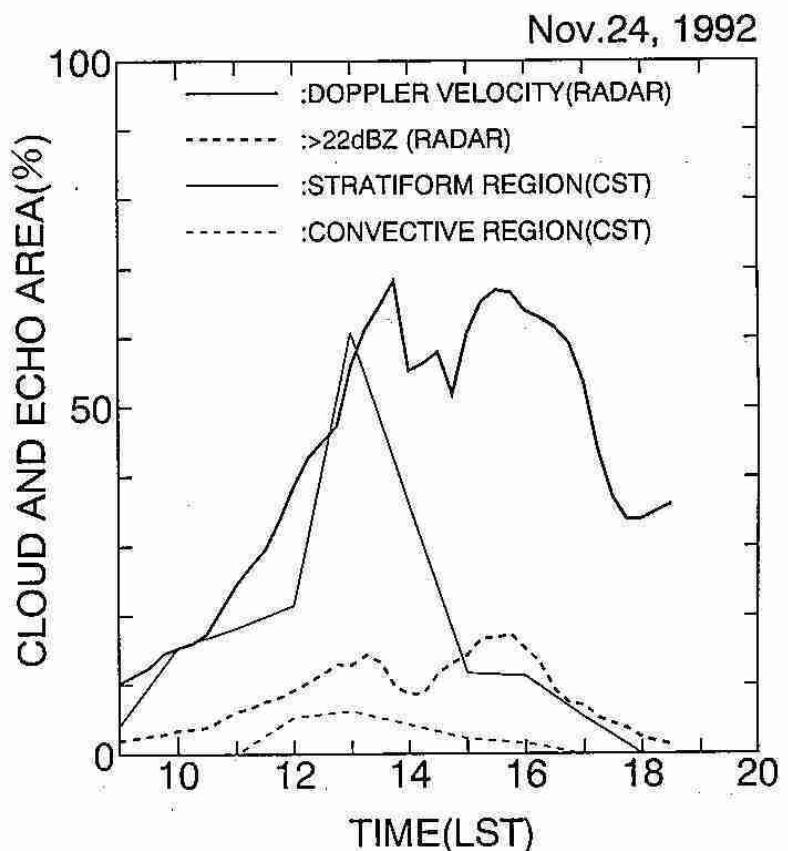


図5 CSTとレーダーから判定された対流性領域と層状性領域の占有面積の時間変化

## -発表会要旨②-

## 平成6年度第1回支部研究発表会要旨

日時：平成6年6月24日

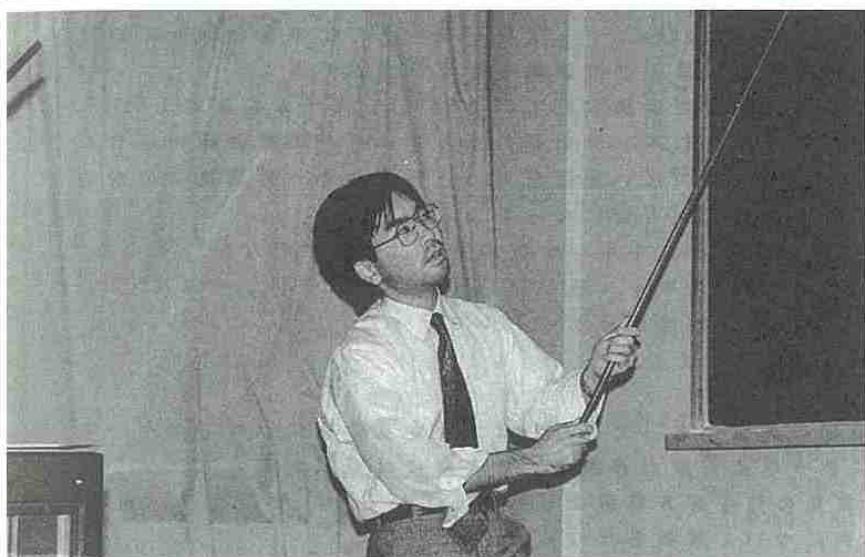
場所：北海道大学理学部3号館地球物理学教室  
3-401講義室

1. 若狭湾周辺に発生した冬季雷の観測	-1993年11月24日の雷雲について	36
北大・理	加賀谷 英和	
"	上田 博	
"	遊馬 芳雄	
"	菊地 勝弘	
大阪大・工	河崎 善一郎	
関西電力	園井 康夫	
2. 小樽高島岬の風下で発達する地形性筋雲の構造	-1992年1月28日の事例解析	38
北大・低温研	金田 昌樹	
"	佐藤 晋介	
"	遠藤 辰雄	
"	竹内 謙介	
名大・大気水圏研	藤吉 康志	
「都市豪雪」研究グループ		
(代表：北大・理 菊地勝弘)		
3. カナダ北極圏ケンブリッジベイにおける寒気の形成過程		40
北大・理	松川 芳樹	
"	遊馬 芳雄	
"	菊地 勝弘	
北大・低温研	遠藤 辰雄	
東大・海洋研	坪木 和久	
"	木村 竜治	
農環技研	鳥谷 均	
4. 立坑を用いた雲物理実験装置内で発生した雲の微物理過程		42
北大・理	佐々木 聰	
"	播磨屋 敏生	
名大・大気水圏研	藤吉 康志	
中央大・理工	山田 正	
三井建設	稻毛 正昭	
5. データベースを用いた風の予測		44
札幌管区気象台	山田 豊	
"	大橋 勇治	
"	保谷 信親	
"	南 敏文	
6. 降雪粒子の酸性化機構		46
北大・低温研	遠藤 辰雄	
北教大	高橋 庸哉	
金沢大・工	村本 健一郎	
"	中川 千枝	
道環境科学研究所	野口 泉	
7. 北海道冬季における酸性雨の現況調査		48
気象協会	木村 義昭	
"	小林 久美子	
"	私市 和俊	
開発局開発土木研究所	谷 昭彦	
8. Behavior of Sub-System of Cloud Clusters in the Tropics during the TOGA COARE IOP	50	
北大・理	Md. Nazrul Islam	
"	上田 博	
"	高橋 暢宏	
"	菊地 理	
"	菊地 勝弘	
9. 1993年の冷夏の特徴 (2) - 東西風指数と海面水温から検討	52	
札幌管区気象台	上田 崇裕	
"	若原 勝二	
"	三浦 明	

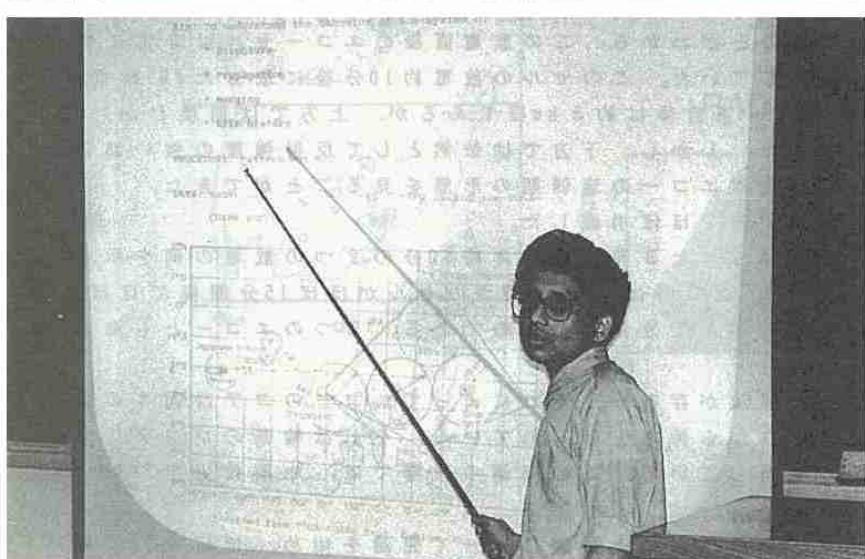
平成6年度第1回支部研究発表会



◀研究発表 山田 豊会員



◀研究発表 木村義昭会員



◀研究発表 Md. Nazrul Islam 会員

# 1. 若狭湾周辺に発生した冬季雷の観測 — 1993年11月24日の雷雲について —

加賀谷英和・上田 博・遊馬芳雄・菊地勝弘（北大・理）  
河崎善一郎（大阪大・工）・園井康夫（関西電力㈱）

## 1. はじめに

日本海沿岸地方に冬季雷をもたらす雷雲は一般的な雷雲と比較すると特異な構造を持つ。この特異な構造を明らかにするために、1993年11月下旬から12月下旬にかけて福井県・若狭湾沿岸において北海道大学理学部の偏波ドップラーレーダーによる観測を行なった。このレーダーデータと雷予知警戒システム(SAFIR)の観測データとを比較し、雷雲の構造とその発達過程についての解析を行なった。

## 2. 観測の概要

若狭湾東部に位置する福井県美浜町竹波に観測サイトを設置した（図1）。ここではレーダーの他に、地上気温、風向、風速、微気圧、雨量についての観測も行なった。

このレーダーは二重偏波モードで半径約30km、ドップラーモードでは半径約60kmの観測範囲を持つが、地形上、若狭湾海上とその周辺部の観測を行うことができた。

今回の放電位置同定には、この周辺地域に展開されているSAFIRシステムを使用した。このシステムは、三国・八坂・彦根の3地点にアンテナがあり、レーダーの観測範囲を含んで北陸地方南部から近畿地方中部にかけての広い範囲をカバーしており、範囲内での対地・雲間両放電を探知して、その位置の同定が可能になっている。

レーダー観測の方法については、まずPPIスキャンを数仰角分について行ない、その後で、発生・発達しているセルを対象にしてRHIスキャンを行い反射強度、ドップラー速度、レーダー反射因子差(ZDR)を測定する手順を、ほぼ15分サイクルで行った。

## 3. 観測結果

今回は、まず観測期間中で最初の発雷があった11月24日未明から早朝にかけてのケースを解析した。この時は低気圧に伴う寒冷前線が通過後、日本海には寒気が入って来ていた。SAFIRは、若狭湾周辺地域での放電の発生を8箇所ほど観測しているが、そのうち、3時25分、3時40分、5時45分の3例について解析を行なった。

放電後のエコーとして、5時45分前後の例を示す（図1）。まず、SAFIRによる放電位置とエコーセルの位置がよく一致することがわかる。この放電直後のエコーセルは非常に強い反射強度をもち、非常に強く発達していた。このセルの放電約10分後に取ったRHI断面をみると（図2）、20dBZ以上のエコー頂自体は約5km程であるが、上方では崩壊しかけていて、それによる下降流も確認できた。しかし、下方では依然として反射強度の強い部分が存在している。このエコーからは放電エコーの衰弱期の形態を見ることができた。

このエコーは、放電からほぼ30分程度でほぼ消滅した。

次に、放電前までの発達過程を追跡できた3時25分と3時50分の2つの放電の例を示す。

図3は仰角1度のPPIの時間変化で、この時は、A・B2つのセルがほぼ15分間隔でほぼ同じ進路をとって続き、2つともほぼ同地点で放電したものである。2つのエコーとも海上で発生して、発達しながら上陸した。

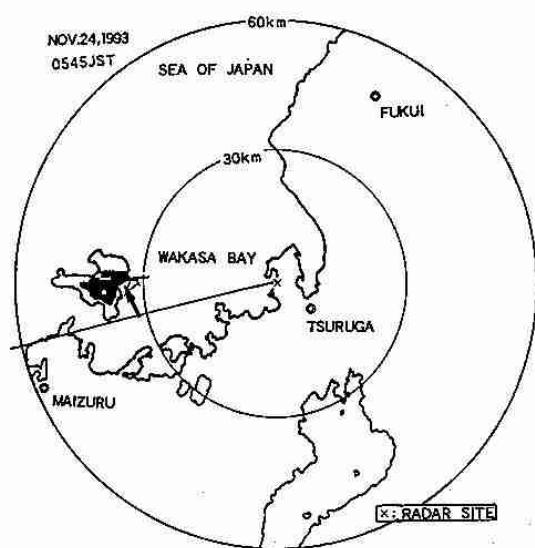
発達中のエコーには非常に強い上昇流が存在し、それによってエコーのコアは図4のようにはば高度2km程度以上に発達しながら持ち上げられている。それは輪島のゾンデによると、ほぼ-10°Cレベルの高度に相当していて、この発達の段階では、中層付近でZDRがほぼ0dB付近の領域がみられる。

これらのデータから、このエコーセルは強い上昇流によって発達を始め、ほぼ-10°C層で雲を形成するなかで、電荷の生成と蓄積していることを推測できる。

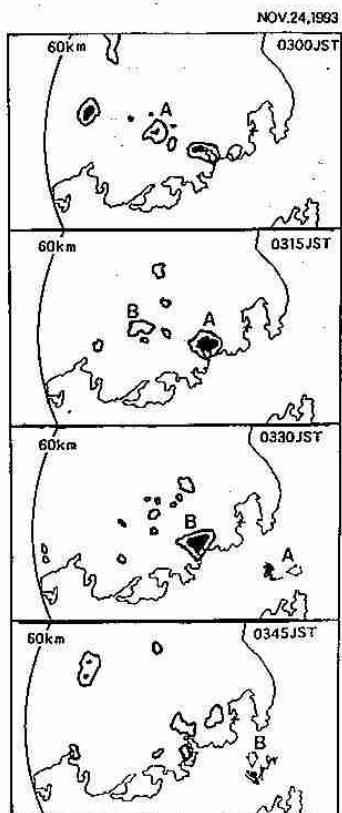
これらのエコーは最初にエコーが観測範囲に入りて30分程度で放電した。

## 4. まとめ

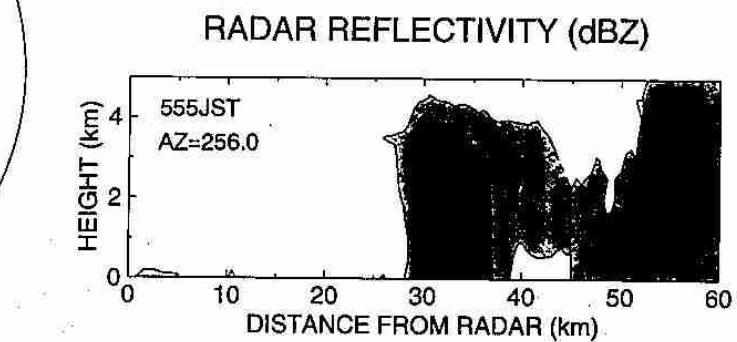
この1993年11月24日の例では、まずSAFIRによる放電の位置と、発達したエコーの位置とがよく一致することが確認できた。5時台と3時台の両ケースを考えると、この日の放電セル群の寿命はほぼ1時間程度で、その時のセル群は反射強度の強い部分が持ち上げられながら発達して放電に至り、その後は衰弱を始めて反射強度の強い部分が下方へ下りてきて上方から崩れて消滅する。という過程を経たものと考えられる。



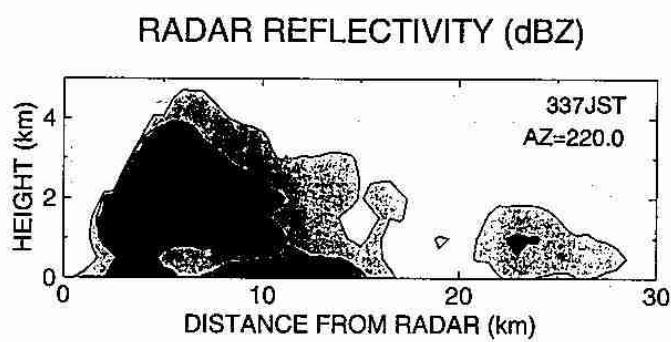
←図1 レーダーサイト位置と観測範囲、1993年11月24日5時45分のエコーを示す。反射強度は28dBZから8dBZごと。矢印はSAFIRによる放電位置、実線は図2の鉛直断面方向を示す。



←図3 3時00分から3時45分までのPPIエコーの時間変化。反射強度は図1と同じ。矢印Aは3時22分から29分、矢印Bは3時44分から51分までの間に、それぞれSAFIRによる放電位置であることを示す。



↑図2 5時55分、AZ=256.0のRHI断面。反射強度は20dBZから5dBZごと。



↑図4 3時37分、AZ=220.0のRHI断面。反射強度は図2と同様。

## 2. 小樽高島岬の風下で発達する地形性筋雲の構造 - 1992年1月28日の事例解析 -

金田正樹・佐藤晋介・遠藤辰雄・竹内謙介（北大・低温研）  
藤吉康志（名大・大気水圈研）・都市豪雪研究グループ（代表：北大理学部 菊地勝弘）

### 1.はじめに

冬季北西季節風卓越時には、しばしば小樽近郊高島岬の風下に特徴的な筋状のエコーが観測される。このエコーは、高島岬の赤岩山（標高371m）の影響を強く受けた地形性の降雪雲と見られる。わずか標高400m弱の山の存在により降雪雲が形成されることは極めて興味深い事実であり、降雪雲の発生地点が固定されている為、降雪の局地集中化が起こり易いと言う点で防災上でも重要である。今回は、1992年に石狩湾周辺で行われた集中観測期間中に現れた事例について報告する。

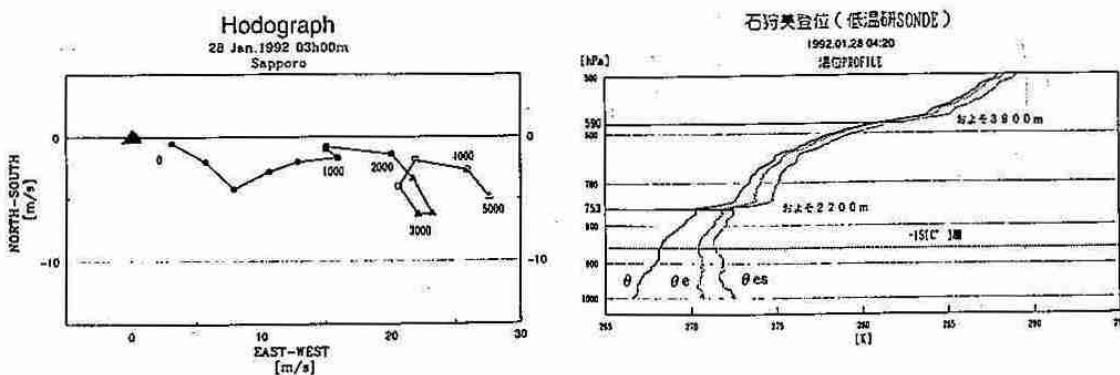
### 2. 観測・解析

解析は、1992年1月28日1時～3時に現れた筋状のエコーについて、主に石狩町美登位に設置された北大低温研のドップラーレーダー（石狩レーダー）と高島岬に設置された名大大気水圏研のドップラーレーダー（小樽レーダー）のデータを用いて行った。

第1図に、札幌管区気象台のゾンデ観測で得られた1月28日3時のホドグラフを示す。これによるとほぼ全層で西よりの風であり、シアーベクトルはほぼ真西である。第2図は、石狩レーダーサイトで上げた低温研ゾンデ観測で得られた1月28日4時20分の温位の鉛直プロファイルである。590[hPa]（高度およそ4000m）に弱い安定層（以後第1安定層と呼ぶ）が見られ、さらに753[hPa]（およそ2200m）に強い安定層（以後第2安定層と呼ぶ）が存在する。この2つの安定層は、札幌管区気象台のゾンデでも観測されており（図は省略）筋状エコー出現前後の長時間に亘って存在していた。

第3-A図は、小樽レーダーで観測した高度750m水平断面のエコーパターンの時間変化、第3-B図は、高度1500m水平断面の時間変化である。第3-A図によれば、この筋状のエコーは、積丹半島の先端部で発生したものであり、高島岬で増幅されている。また、第3-B図と見比べることにより、高島岬により風下で雲頂高度が上がっていることがわかる。第4図は、筋状エコーに平行な鉛直断面の時間変化である。エコーの移動速度は、海上で平均17.3[m/s]、上陸後は平均14.6[m/s]と見積もられる。さらに、エコーの特徴としては、まず、赤岩山で発生したエコートップ高度が風下に向かって低下していること、次にエコートップは第1安定層まで達しているが、反射強度が強い部分（おおむね30dBZ以上）は、第2安定層によって抑えられていること、さらに、エコーが上陸する地点で強度・エコートップとともに発達していることがあげられる。

また、この筋状エコーは、偶然にも石狩レーダーの真上を通過しており、VAD法によってエコー内部の風速場を測定する事ができた。これによって得たホドグラフが第5図である。風向風速ともエコー移動速度と一致しており、札幌管区のゾンデデータともそれほど大きな違いはない。

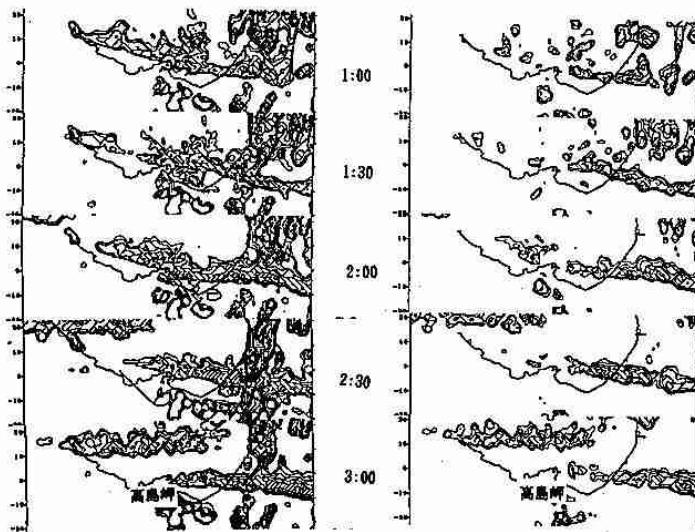


第1図 1992.1.28 3:00 の ホドグラフ

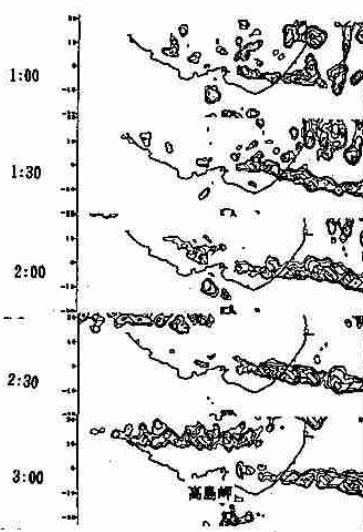
札幌管区レーヴィンゾンデ

第2図 1992.1.28 4:20 の 温位プロファイル

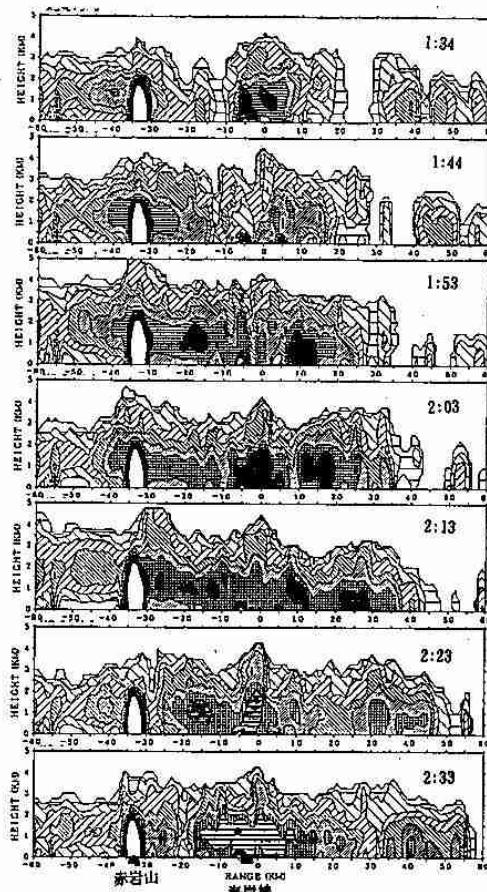
石狩美登位



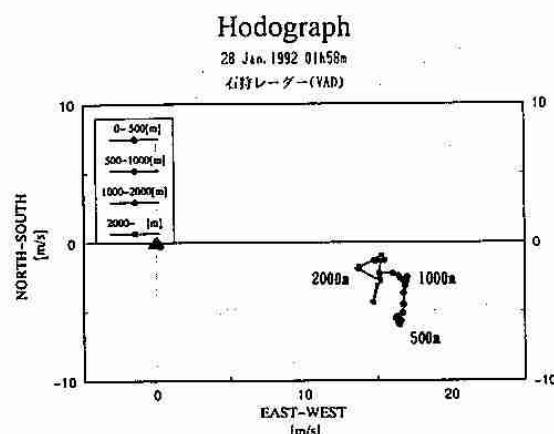
第3-A図 高度750mにおける反射強度



第3-B図 高度1500mにおける反射強度



第4図 斜状エコーに平行な垂直断面の反射強度



第5図 VAD法によって求めた風のホドグラフ

石狩美登位 1992.1.28 1:58

### 3.まとめ

1992年1月28日に観測された高島岬による地形性エコーの特徴・解析値は以下の通りである。

- エコーの移動速度は、海上で17.3[m/s]、陸上で14.6[m/s]。
  - エコーの移動速度は、VAD解析による風速値と一致しているので、これらのエコーは地形に対して定常的なものではない。
  - 上陸地点で一時的にエコーが発達する。
  - 積丹半島の先端部で発生した地形性エコーが高島岬に重なると、エコーが強化されエコー頂も高くなる。
  - エコー頂は4000m付近の第1安定層まで達しているが、反射強度が強い部分は2200m付近の第2安定層に抑えられている。
  - エコー頂は高島岬の風下直後では4000mであるが、風下に向かい80Kmで2000mまで低下する。また、反射強度の強い部分は、より速く沈降している。それぞれの沈降速度と対応する落下速度の降雪粒子は以下の通り
- |           |          |   |           |                |
|-----------|----------|---|-----------|----------------|
| エコー頂      | (4000 m) | : | 0.4 [m/s] | single crystal |
| 反射強度の強い部分 | (2200 m) | : | 1.2 [m/s] | snowflake      |

### 3. カナダ北極圏ケンブリッジベイにおける寒気の形成過程

松川芳樹・遊馬芳雄・菊地勝弘（北大・理）・遠藤辰雄（北大・低温研）  
坪木和久・木村竜治（東大・海洋研）・島谷 均（農環技研）

#### 1. はじめに

冬季の極域における寒気の形成は、極域に限らず北半球の気候を考える上で重要な要素である。カナダ北極域の地上気温の気候値（1951～1980年、1月）を図1に示した。この図から地上気温の極小域が北緯70度西経100度付近にみられる。そこで文部省科学研究費海外学術研究「中緯度の気象・気候に与える極気団の形成と活動に関する研究」の一環として、気温の極小域に近いカナダノースウエスト準州ケンブリッジベイで寒気形成過程についての観測を行った。観測期間は1994年1月20日から2月6日までの約20日間である。

#### 2. 観測及びデータ

観測では、放射収支・日射・赤外放射（地上約1.3m）、風向・風速（地上約2m）、気温（地上約1.8m）及び地表面温度を測定した。観測データに加えて現地測候所での地上観測及び高層気象データもあわせて解析した。

#### 3. 結果

図2に1月14日から2月9日までの地上及び850hPa面における気温と気圧（高度）変動を示した。また図3に風速、湿度、気温の時間-高度断面を示した。図2より地上での気温はリッジで低くトラフで高い傾向にあるのに対し、850hPa面では逆の傾向にある。ここで、地上で最も気温が低い期間II（1月23日～27日）、IV（2月4日～5日）、その前後の地上気温が比較的高い期間I（1月17日～22日）、III（1月28日～2月4日）に分けそれぞれの特徴を解析した。期間II・IVの低温期はリッジの通過に伴う沈降による乾燥した暖かい空気が中層に存在していた。また全層にわたって風が弱く、強い接地逆転層が形成されていた。一方、期間I・IIIの高温期はトラフの通過に伴う高い湿度の領域が中層に存在し全層にわたって風も強かった。強い接地逆転層はなくなり上

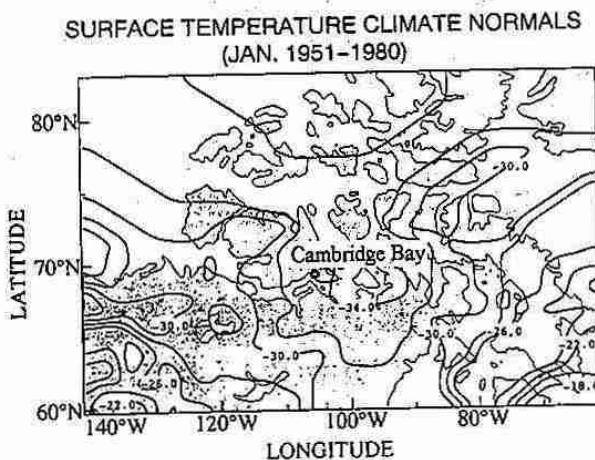


図1 カナダ北極域における1951年から30年間の1月の地上気温気候値。

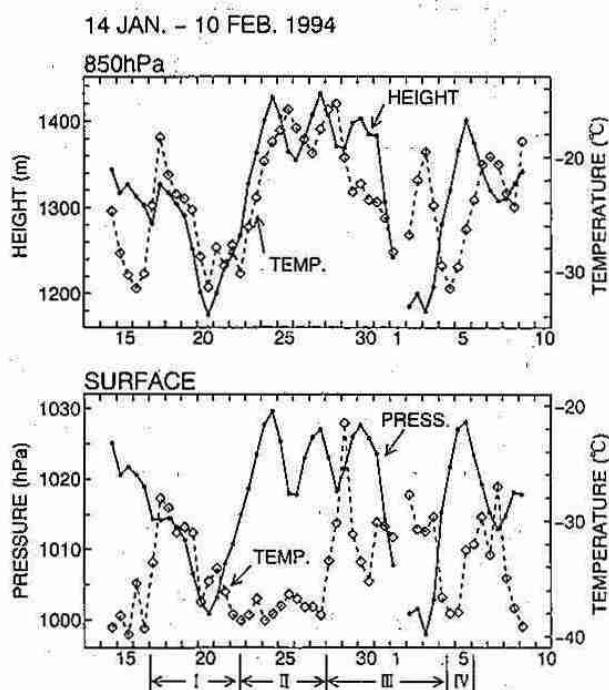


図2 1月14日から2月9日までの地上・850hPa面での気温及び気圧（高度）変動。

層まで冷たい領域が広がっていた。

図4に地上の赤外放射( $L \downarrow + L \uparrow$ )、放射收支( $Q^*$ )、気温と地表面の温度差( $\Delta T$ )、気温変動( $T_a$ )を示す。期間全体を通して放射收支の変化は温度差( $\Delta T$ )の変化傾向と一致していた。低温期(II、IV)の特徴は放射收支が上から下へのフラックスがみられ、地表温度が気温より3°C程低くなっていた。赤外放射は上向き放射の方が下向き放射よりも大きくほぼ一定で、地表を冷却し続けていることが判る。一方、高温期(I、III)においては放射收支は下から上へのフラックスがあり、気温と地表面温度の温度差は±2°C以内で地表面温度が気温より高くなることも観測された。また赤外放射は低温期と同様に上向き放射が下向き放射より大きかった。期間IIIの後半では上空の雲の出現によって、上向き・下向きの赤外放射がほぼ同じ値になっていた。

#### 4.まとめ

これらの結果から以下のような寒気形成の過程が考えられる。

低温期は、リッジの通過に伴い乾燥した空気が中層に存在し風が弱い。地表面は放射冷却過程によって冷やされ、強い逆転層を下層に形成する。高温期は、トラフの通過に伴い中層が湿り、強い風を伴う。この強い風は下層の混合を引き起こす。またこの期間、雲が出現すると地表はあまり冷やされない。寒気の形成には雲の放射過程も考慮する必要がある。

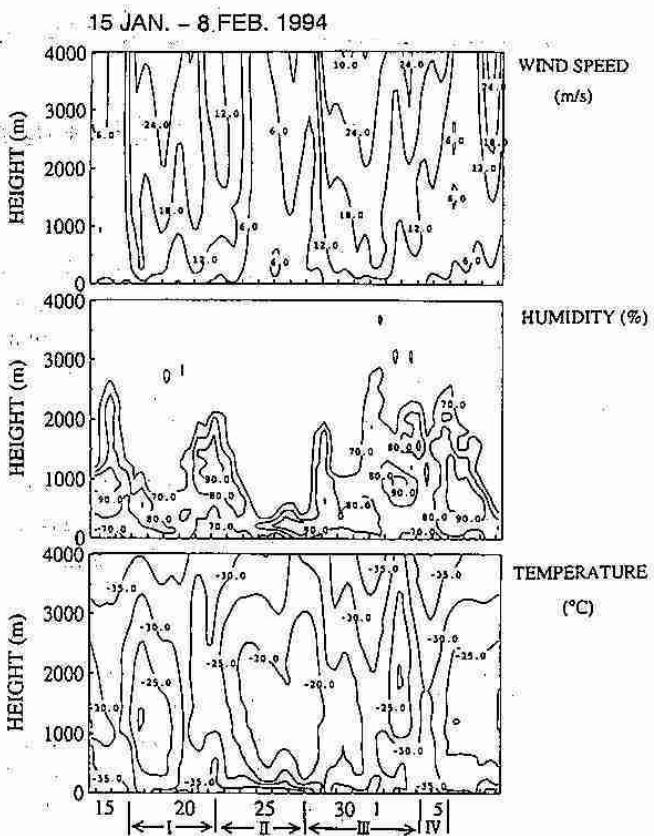


図3 1月14日から2月9日までの、上から風速・湿度・気温の時間-高度断面。ただし湿度に関しては70%以上を示した。

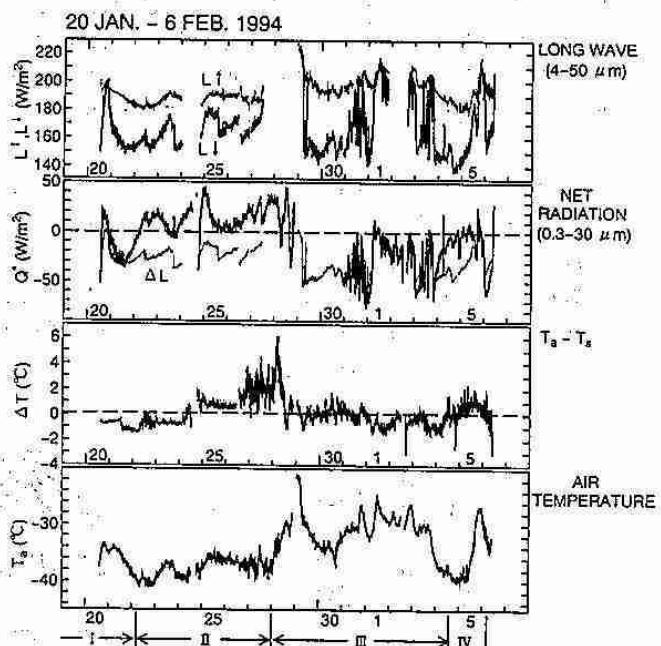


図4 1月20日から2月6日までの赤外放射フラックス( $L \downarrow + L \uparrow$ )、放射收支フラックス( $Q^*$ )、気温と地表面温度の差( $\Delta T$ )、気温( $T_a$ )。放射フラックスは下向きを正とする。

## 4. 立坑を用いた雲物理実験装置内で発生した雲の微物理過程

佐々木聰・播磨屋敏生（北大・理）・藤吉康志（名大・大気水圈研）

山田 正（中央大・理工）・稻毛正昭（三井建設）

### 1. はじめに

我々の研究グループでは、北海道上砂川町にある、深さ710mで直径5.5mの垂直な排気用立坑（三井石炭鉱業所有）を準実スケールの雲物理実験装置として利用し、研究を行っている。最近では1993年8月10～12日に観測を行い、興味深いデータを多数得ることができた。今回はそれらのデータに基づき、雲物理実験装置の特性と、発生した雲内における雲粒の生成・成長過程について報告する。

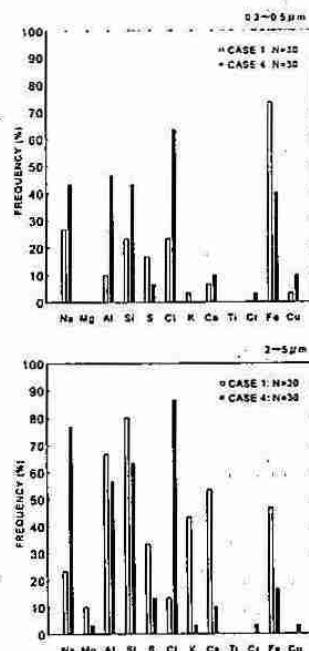
解析には主に、地下710mの坑底でのエーロゾルの元素組成・数濃度と、雲内の雲粒粒径分布のデータを用いた。その他にも、気温・湿度の垂直分布、上昇流速、坑底での気温・湿度の季節変化など、様々なデータが得られている。

### 2. 観測結果

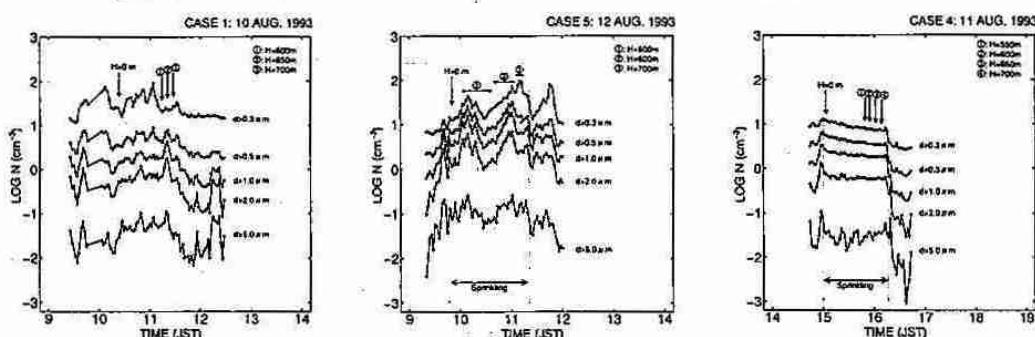
第1図は、坑底でのエーロゾルの元素組成を示している。土壌起源のものも存在するが、凝結核になり易いものとしてはNa, Clを含むエーロゾルが主であった。グラフを見ると、0.3～0.5μmの小さい粒子と2～5μmの大きい粒子のどちらでも、散水をする（黒い棒グラフ）とNa, Clを含むエーロゾルの割合が増加していることがわかり、このことは大きいエーロゾルで著しい。このような傾向を示す理由は、散水に用いた地下水にこれらの成分が多く含まれていたことから理解できる。結果的にいえば、散水によってエーロゾルの元素組成を変化させたことになる。

ケースごとのエーロゾル数濃度を第2図に示す。直径0.3μm以上のものを見ると、各高度での雲粒の初期値に対応するエーロゾル数濃度（①～④）は、CASE1では22～28個/cm<sup>3</sup>で、CASE5では20～93個/cm<sup>3</sup>と大きく、CASE4では7～8個/cm<sup>3</sup>と小さい。

これらのエーロゾルは、上昇するにつれて雲粒となって次第に凝結成長し、そのときの雲粒の粒径は、凝結核となったエーロゾルの元素組成・数濃度（ケースごとに異なる）によって違いが見られた。発生した雲内の高度700mでの雲粒の写真を第3図に示すが、CASE1（散水無）、CASE5（散水有・エーロゾル多）、CASE4（散水有・エーロゾル少）、でそれぞれ粒径や



第1図 坑底でのエーロゾルの元素組成  
白：散水無  
黒：散水有



第2図 坑底でのエーロゾル数濃度  
H=0m は、観測エレベーターの上昇開始時刻を示す  
①～④ は、各高度での雲粒の初期値に対応する

数が違うことがわかる。そこで、各ケースについて雲粒粒径分布を読みとり、定量的な解析を行った。

まず、散水しなかったCASE1（第4図）の雲粒粒径分布を示す。今回用いた測器からは、分解能の都合で $5\mu\text{m}$ 以下の雲粒はあまり読み取れなかつたが、そのことも考慮すると、CASE1では $5\mu\text{m}$ 以下の雲粒がほとんどだったことがわかる。これは、散水しない場合のエアロゾルの元素組成から考えて、このケースの雲粒が小さなNaClやその他の物質を凝結核としており成長が遅いためと考えられる。

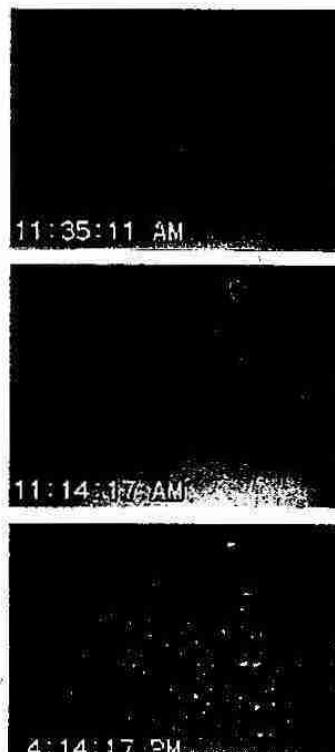
次に、散水してエアロゾル元素組成が変わったCASE5（第5図）を見る。粒径が $5\sim10\mu\text{m}$ のところにピークがあり、散水しないケースより粒径が大きくなっている。これは、散水することによってNa, Clを含む大きな凝結核が存在したためであろう。ただしこのケースではエアロゾル数濃度が大きく、水蒸気の奪い合いが起こっているため $10\mu\text{m}$ 以上のさらに大きい雲粒には成長しづらくなっていると考えられる。

次に、散水しているがエアロゾル数濃度が小さいCASE4（第6図）を見てみると、上昇するにつれて雲粒粒径分布が大きい方へ成長しているのがわかる。CASE5より大きい雲粒が多く存在する理由としては、凝結核の数が少ないのでそれぞの雲粒が水蒸気を奪いあわずに十分に成長できるため、と考えられる。ちなみに、このケースの高度700mでの雲粒粒径分布から雲水量を計算すると約 $0.4\text{g}/\text{m}^3$ となり、水蒸気混合比の減少分から計算された約 $0.6\text{g}/\text{m}^3$ に近い値となる。

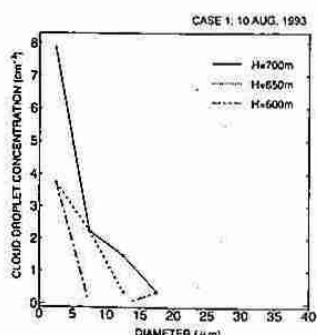
この実験では、上昇流速は約 $2\text{m}/\text{s}$ であり、空気塊が高度700mに達するまでの所要時間は約6分である。これは、NaClのような凝結核が、観測されたような雲粒粒径まで凝結成長するのに十分な時間であるといえる。また、観測された雲粒の最大粒径から判断して、衝突併合過程は雲粒の成長に寄与していない。これらのことから、この立坑内で発生した雲における雲粒の成長は、凝結成長過程のみによると考えられる。

### 3. 結論

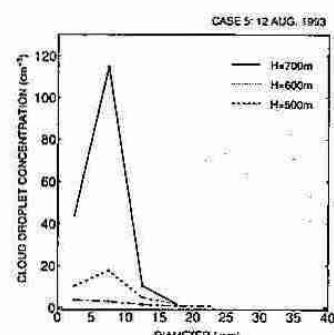
エアロゾル元素組成の違いによる効果として、散水するとNa, Clを含む凝結核の数濃度や大きさが増加し雲粒粒径が大きくなることがわかった。また、エアロゾル数濃度の違いによる効果として、エアロゾルが減少すると雲粒のあいだでの水蒸気の奪い合いの影響が少なくなり雲粒粒径が大きくなることがわかった。この実験で観測された雲粒の成長過程は、凝結成長のみによると結論できた。



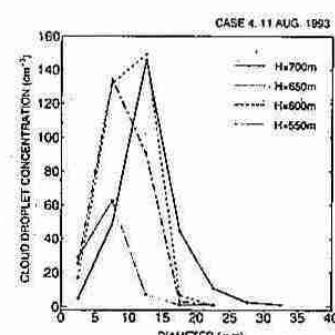
第3図 高度700mでの雲粒の写真  
 (上) : CASE1  
 散水無・エアロゾル普通  
 (中) : CASE5  
 散水有・エアロゾル多  
 (下) : CASE4  
 散水有・エアロゾル少



第4図 CASE1の雲粒粒径分布



第5図 CASE5の雲粒粒径分布



第6図 CASE4の雲粒粒径分布

## 5. データベースを用いた風の予測

山田 豊・保谷信親・南 敏文・大橋勇治（札幌管区気象台）

### 1. はしがき

札幌管区気象台にあるL-ADESSと呼ばれるワークステーションを用いて、全道のアメダス地点毎の風向・風速の予測を試みた。従来の様に統計的に予測式を作成するのではなく、過去の資料からデータベースを作成し、数値予報による高層の予測をもとに類似する例を検索して風の分布を得た。類似する例の抽出が難しい場合があるものの、面的な予測が可能である事がわかった。

### 2. 使用したデータ

気象状況が類似しているかどうかを判断する資料として、稚内・札幌・根室の海面気圧、850 hPaの風向・風速を用いる。今回は1985~1991年の7年分のデータを用意した。全道(162地点)のアメダスの時別風データから、高層観測資料のある3・9・15・21時を中心に前2時間、後3時間の計6時間の中での最大風速とその時の風向を求め、その時間帯における風向・風速とした。海面気圧、850 hPaの予想値として気象庁でもっとも解像度が高い日本域モデル(JSM)の格子点値(GPV)を用いた。

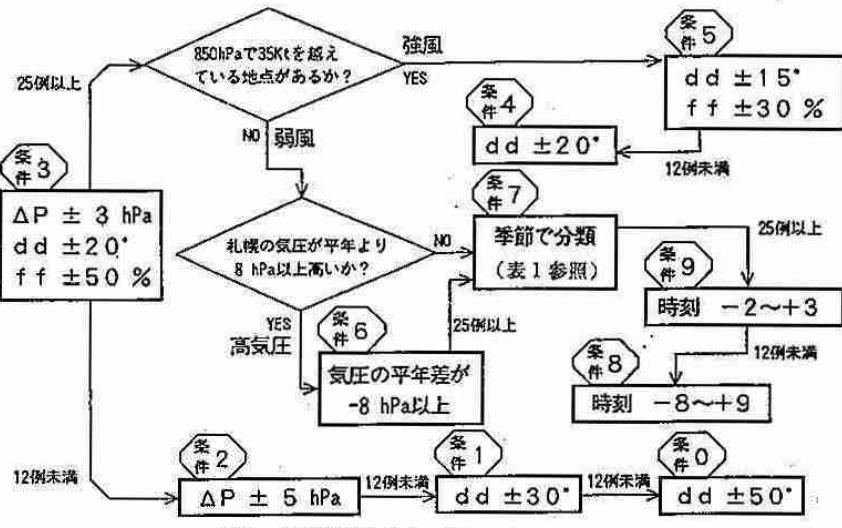


図1 検索条件のフローチャート

表1 [条件7]における季節を分類する基準

予想する月	検索の対象とする月	予想する月	検索の対象とする月
1月	10~5月	7月	5~9月
2	10~5	8	5~9
3	10~5	9	9~5
4	10~5	10	10~5
5	10~6	11	10~5
6	5~9	12	10~5

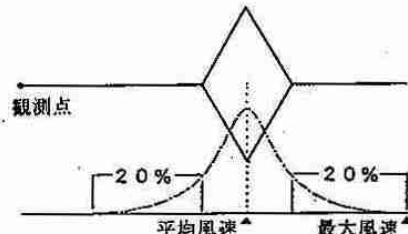


図2 表示に用いた矢羽根

### 4. 予測結果の矢羽根について

予測結果は図2に示す独自の矢羽根を用いている。黒丸が観測点で黒丸から伸びる棒の長さは検索された例での最大風速に比例する。棒上にあるひし形は、出現しやすい風速の範囲を示す。ひし形の上端と下端の位置はそれぞれ風速の強いほうと弱いほうから20%の度数を示す位置にあり、ひし形の中心が平均風速である。なお、風向は風速が大きく頻度も多い風向一つのみの矢羽根を表示している。また、今回は実況値としてそれぞれの時間帯におけるアメダスの最大風速を太い棒で表した。

### 5. 予測事例検討

#### (1)結果の良い例1(図3)

この例は、冬型の気圧配置となって、西風の卓越した例である。検索結果によると、風速はほぼ実況に即したものとなっており、特に空知から上川地方にかけての内陸の強風を予測している点に注目できる。風向は、空知から上川地方にかけて西風から南西風へ変わっているなど、内陸部での地形による風向の変位を良く予測している。

#### (2)結果の良い例2(図4)

この例は、夜間の内陸での気温の下降に伴い局地性の高気圧が本道

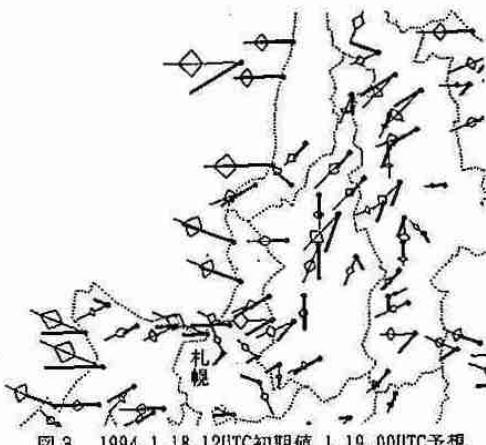


図3 1994.1.18.12UTC初期値 1.19.00UTC予想

中部に発生した日の例である。検索結果では特に、各海岸から吹き出す陸風、また横丹半島など半島の両岸で風向が反対になっている点、留萌方面のやや強い陸風など細かい予測が出来ている点に注目できる。

#### (3) 結果の悪い例1 (図5)

この例は、南西風系卓越場で、午後に入り東部を中心にヒートロウが発生、内陸に向かい海風が吹き込む日の例である。類似検索によると西から北西風を全道的に予測しており、実況とはかけ離れた例を抽出している。検索の判断となるJSMのGPVは、根室の850 hPaの風速が実況よりも強めに予測している他は、地上気圧値の差もそれほど無い。原因是、検索対象の5月を主に積雪期を多く含むグループに入れた事が主で、5月の検索をする時の季節グループ分けを無積雪期を多く含むグループに替える事でかなりの改善が期待できる。

#### (4) 結果の悪い例2 (図6～7)

この例は低気圧が発達しながら三陸沖から本道東部へ進み、一方、本道の西は気圧の谷となっている例である。予測対象の時刻において、JSMでは渡島半島南部では西風を予想しており、実況に即したものとなっている。しかし検索結果では、渡島半島は東風が予測されてしまった。原因については、JSMから検索に使う地点を結ぶ線の外側に、局所的な気圧の谷や気圧傾度の急な部分がある場合には、十分にそれらを考慮した検索は現時点では不可能であるという事である。改善の可能性としては、検索のために用いる地点を増やす事等が考えられるが、格段の改善は難しいと思われる。

#### 6. 的中率

1993年5月、8月、1994年1月の3か月の的中率を表2に示す。風向は、実況が予想された主風向から1方位(22.5度)のずれの中にあれば的中とし、風速は実況が図2に示す「ひし形」の範囲にある場合を的中とした。およそ風向の的中率は5割、風速の的中率は7割である。風向と風速の的中率の差は、的中とする範囲によって変わるので本質的なものではない。また8月、1月、5月の順で成績が良いが、検索させる際の季節の取扱いの問題があり(結果の悪い例1参照)、季節による特性とはいえない。

#### 7. 誤差の原因と改善

予測が大きくはずれている場合はJSMの予想がはずれている場合が多いが、これについては今後の数値予報モデルの改良を期待するしかない。今回の検証は高層観測に合わせてGPVの予想値を6時間の間の代表値として使ったが、気圧傾度などは2～3時間で容易に変化することから、検証結果を悪くする原因となっている。改善すべき点として最も重要なのが、類似しているか否かの判定部分である。渡島半島での予想を改善するには三沢の高層観測を考慮すべきかもしれない。また、検索条件を決めるためのフローチャート(図1)は、主観的に決めたものであり、結果を見ながらの調節もほとんどしていない。このフローチャートには改善すべき点が多いことは確かだが、そのための手法は確立されておらず手さぐりの状態である。

#### 8. まとめ

主風向がはっきりしている場合や、典型的な気圧パターンの際には、このシステムは既に天気予報作業現場で参考資料として使える性能を持っている。代表的な地点の予想ならば、経験のある予報官に勝ることはないが、全アメダス地点の予測が出来ることが強みである。今後の改善で的中率を1割程度高めることはさほど難しくはないだろう。

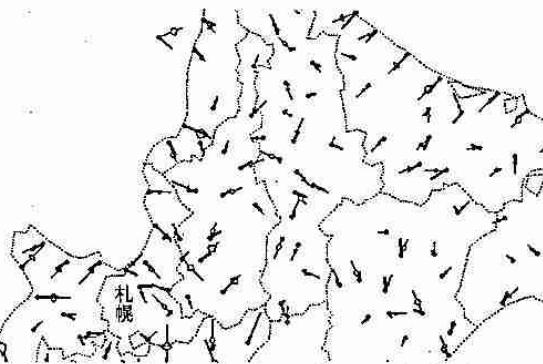


図4 1994.1.12.12UTC初期値 1.13.12UTC予想

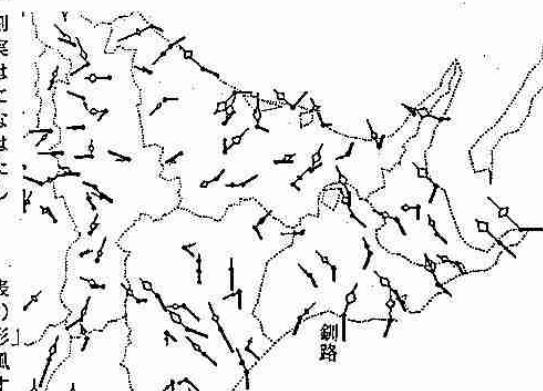


図5 1993.5.20.12UTC初期値 5.21.06UTC予想

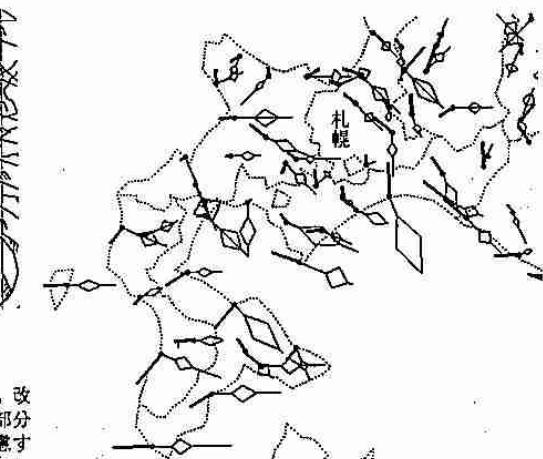


図6 1993.8.27.12UTC初期値 8.28.00UTC予想

表2 日別的中率の月平均値(%)

アメダス 時刻	風 向			風 速		
	1月	5月	8月	1月	5月	8月
1～6	47	40	45	73	79	83
7～12	39	41	45	72	67	80
13～18	42	39	46	72	60	75
19～24	42	34	42	74	75	81
平均	43	39	44	73	70	80

## 6. 降雪粒子の酸性化機構

遠藤辰雄（北大・低温研）・高橋庸哉（北教大）

村本健一郎・中川千枝（金沢大・工）・野口 泉（道環境科学研究センター）

### 1. はじめに

降雪粒子はその形状・種類・結晶形等から雲内での履歴が分かるので、それから雲内の酸性化機構を解明する上で雨に比べて有利である。そこで、この成長様式の違い（気相成長・雲粒捕捉成長）に着目して、降雪粒子を採取し、pH測定・化学分析を実施してきた。その結果、特記すべきことは、従来はほとんど異物質の取り込みが無いと考えられてきた気相成長の場合にもpH4.0程度まで達する強い酸性度が検出されることである。これは最近の Mitra et al. (1990, 1992) の室内実験の結果と符号している。雪結晶はNO<sub>3</sub><sup>-</sup>を取り込みやすく、その酸性化にはnss-Ca<sup>2+</sup>も寄与していることが考えられる。また、都市部では降雪初期にnss-Ca<sup>2+</sup>濃度が高く、これに中和され、pHは7.0程度になっていた。

ここでは特に降雪の酸性化における雲粒の役割について考察する。このために、簡単な篩いを用いて篩いに残った完全なあられ（残差物）と濾過した雪粒子（濾過物）に区分して降雪粒子を採取し、雲粒捕捉様式の異なる因子を大まかに分別した。

### 2. 観測方法

観測は1992年1月に札幌近郊の石狩町美登位で、1993年3～4月に北大低温研屋上で行った。前者は札幌の北北西20kmに位置し、周囲には人家等はほとんどない。観測項目等はこれまでと同様である。

降雪粒子を採取する際にあられが含まれている場合には篩い分けを行った。図1はその例である。篩いの中に残ったのはほとんどがあられで、篩われたものは雪の結晶・雲粒付雪結晶及び篩いの目を通った Rimed Particleである。以下では‘残差物’・‘濾過物’と呼ぶ。

### 3. 結果と考察

nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>とNO<sub>3</sub><sup>-</sup>の濃度比は次の通りであった。

	‘残差物’	‘濾過物’
郊外での観測	4.8	3.5 (14例の平均)
都市域での観測	13.3	10.9 (12例の平均)

雲粒が含まれている場合にはnss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>の寄与はNO<sub>3</sub><sup>-</sup>に比べて格段に大きいことがわかる。雪結晶の酸性化には後者が寄与していることと対照的である（上記比は郊外で0.3、都市域で1.0を観測している）。

各イオンについて、‘残差物’の場合の濃度と‘濾過物’の濃度の比を調べた。郊外での観測では、nss-SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>濃度は‘残差物’の方が高いことが多かった（図2参照）。これに対して、NO<sub>3</sub><sup>-</sup>・nss-Ca<sup>2+</sup>は‘濾過物’の方が高いことが多かった。これは‘濾過物’の方が落下速度が遅く、HNO<sub>3</sub>-ガスに晒される時間が長いためで、nss-Ca<sup>2+</sup>粒子に対しては捕捉断面積が相対的に大きいことによると考えられる。都市域ではH<sup>+</sup>濃度以外は‘濾過物’の方が高かった。都市大気汚染の影響を強く受け、相対的に中和されていることを示している。

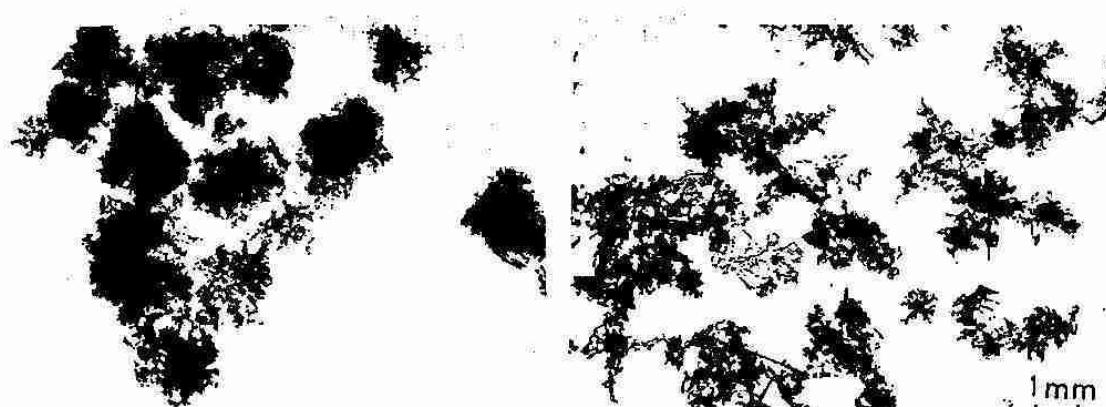
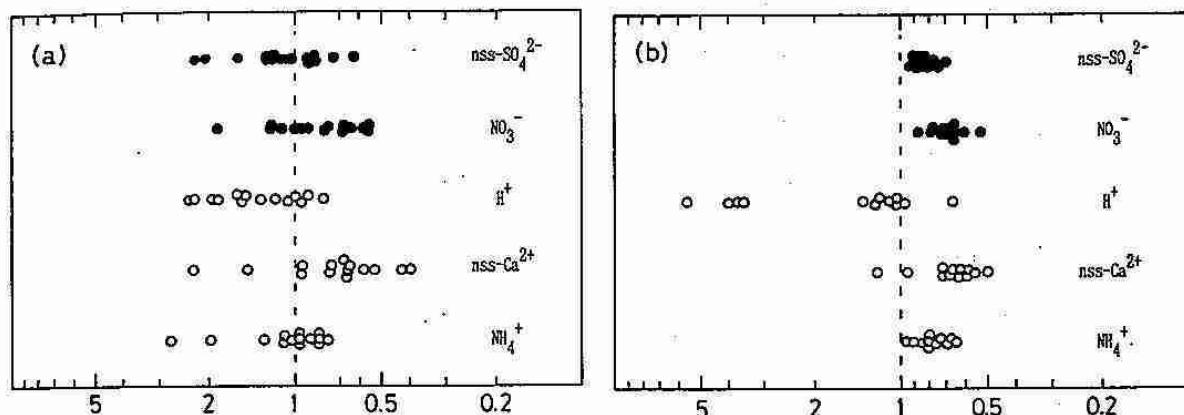


図1 降雪粒子の篩い分けの例： 篩いの残差物（左）と濾過物（右）

図2 各イオンについての‘残差物’の濃度／‘濾過物’の濃度の比  
(a)1992年1月石狩と(b)1993年3月札幌での観測 白丸は陽イオン、黒丸は陰イオン

## 4.まとめ

- $\text{SO}_4^{2-}$  と  $\text{NO}_3^-$  は、雲内 (in cloud) で scavenging されていることが期待される。  
 $\text{SO}_4^{2-}$  は雲粒を介してライミング過程でアラレにとりこまれ、 $\text{NO}_3^-$  は雪結晶に直接とられ大部分が併合して雪片の形で地上に運ばれる。
- 篩い分けによる分析の結果、残差物は完全なあられであり、これは雲内での成長過程のみを反映するが、濾過物は雪片や単結晶の気相成長に加えて若干の雲粒つき雪粒子が混入することは避けられない。さらに雲底下 (below cloud) での蒸発中における scavenging の効果が特に強く表れることが考えられる。
- 酸性雪測定における問題点として雲底下 (below cloud) における落下中に地上大気汚染の影響をかなり受ける。その主な成分は  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{nssCa}^{2+}$  (車粉?),  $\text{nssCl}^-$  等である。
- 今後の計画として、地上大気汚染の影響がより少ないところで観測を行い、上記の結果を確認したい。

## 文献

- Mitra, K., S. Barth and H.R. Pruppacher (1990): A Laboratory study on the scavenging of  $\text{SO}_2$  by snow crystals. *Atmos. Envir.*, 24A, 2307-2312.  
Mitra, S.K., C. Diehl and H.R. Pruppacher (1992): A laboratory study of the uptake of  $\text{SO}_2$  and  $\text{HNO}_3$  by snow crystals. *Proc. 11th ICCP (Montrea)*, 851-854.

## 7. 北海道冬季における酸性雨の現況調査

木村義昭・小林久美子・私市和俊（財日本気象協会北海道本部）  
谷 昭彦（北海道開発局開発土木研究所）

### 1.はじめに

本調査は、北海道における酸性雨およびその影響に関する実態を把握し、今後酸性雨が与える影響と対策を検討するための基礎資料を作成することを目的として平成4年度から実施している。今年度は道内既存データより酸性雨の影響が懸念される4地点を代表地点として、冬季期間における実態調査を実施した。今回は、その実態調査の測定結果の一部について報告する。

### 2. 調査方法

- (1) 調査地点：図1に示す4地点で測定を行った。
- (2) 調査期間：平成5年11月～平成6年2月
- (3) 調査方法：ろ過式雨雪採取装置で、1週間に毎に雨水を採取した。
- (4) 調査項目： $\text{pH}$ , EC,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ , 脳水量, 不溶解性試料降下物量

### 3. 調査結果

#### (1) 平均pH

各地点の調査期間中の平均pHを図1に、pH推移を図2に、酸性雨出現率を表1に示す。平均pHは、都市部に比較的近い定山渓ダムで最も低かったが、どの地点もpH5.6以下（酸性雨の定義はpH5.6以下）であり、酸性雨出現率はどの地点も80%以上であった。また、各地点で同時に酸性雨が出現する傾向にあった。

#### (2) 総イオン量

各地点の総イオン量（平均値）を図3に示す。総イオン量は、留明ダムで最も多く、ほとんどが海塩起源である。これは、冬季における日本海側からの西系の季節風が関与しているものと考えられる。

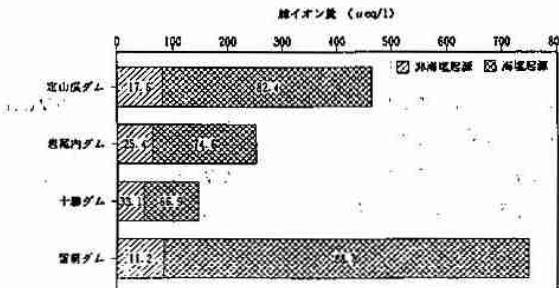


図3 地点別総イオン量



図1 調査地点と平均pH

表1 酸性雨出現率

地点	出現率(%)
定山渓ダム	82
岩尾内ダム	93
十勝ダム	88
留明ダム	81

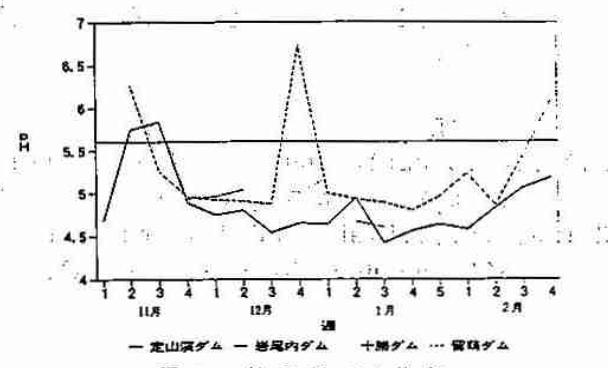


図2 地点別pHの推移

## (3) 降下物量

各地点の調査期間中の $[H^+]$ 降下物量、 $[NO_3^-]$ 降下物量、 $[SO_4^{2-}]$ 降下物量および降水量を図4に示す。 $[H^+]$ 、 $[NO_3^-]$ 、 $[SO_4^{2-}]$ 降下物量とも、定山渓、留萌が多く、十勝が少なかった。降下物量は降水量に大きく影響し、定山渓、留萌では降水量が多く、十勝では少ないことが降下物量の差に表れている。

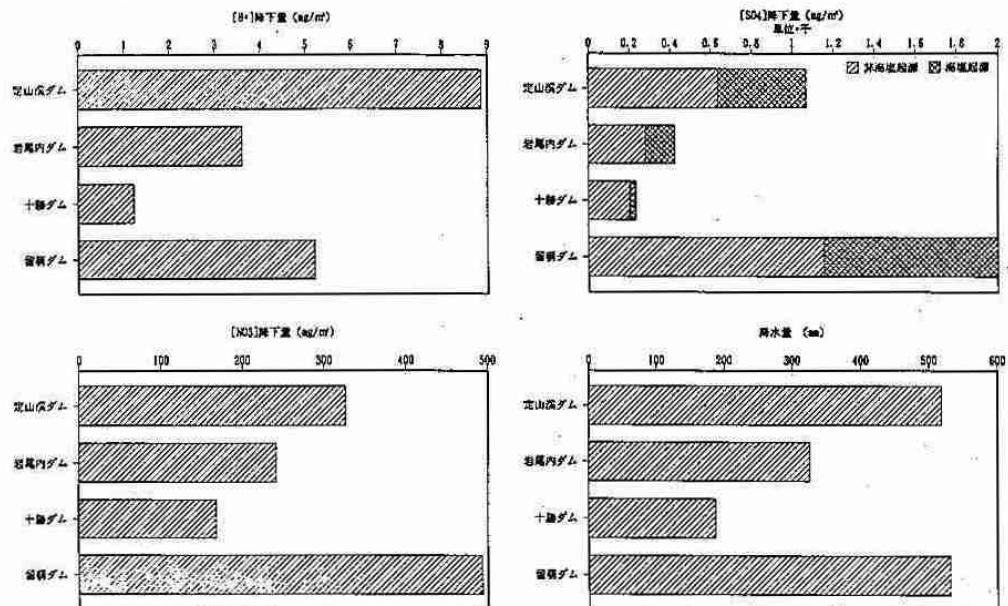


図4 降下物量と降水量

## (4) 他地域との比較

今回の調査期間は4か月未満と短いものの、北海道の現況を把握するため他地域との比較を行った。比較は年統計値について行い、そのために、降下物量に関しては、調査結果を周辺アメダスデータの降水量平年値で年間値に換算している。

- pH (調査結果: 4.77 ~ 5.19) ... 世界的には中程度 東北から関東の太平洋側と同程度
- $[H^+]$  降下物量 (〃 : 5 ~ 20  $\mu g/m^2$ ) ... 国内では非常に少ない地域に属する
- $[NO_3^-]$  降下物量 (〃 : 5.4  $\mu g/m^2$  (留萌)) ... 関東周辺と同程度  
(〃 : 1.0 ~ 2.2  $\mu g/m^2$ ) ... 国内では非常に少ない地域に属する
- $[SO_4^{2-}]$  降下物量 (〃 : 0.9 ~ 1.3  $\mu g/m^2$ ) ... 国内では非常に少ない地域に属する

## 4. まとめ

北海道の酸性雨は広域的に出現し、その程度は他地域と比べて中程度である。また、降下物量については、一部には影響が懸念される地域もあり、今後は詳細な調査等を行い、状況を監視していく必要がある。ただし、今回は冬季期間(11月～2月)の現況調査であったが、今後は他の季節を含めた年間データによる現況把握が必要である。

## 8. Behavior of Sub-System of Cloud Clusters in the Tropics during the TOGA-COARE IOP

Md. Nazrul Islam, Hiroshi Uyeda, Nobuhiro Takahashi,  
Osamu Kikuchi and Katsuhiro Kikuchi (Fac. Sci., Hokkaido Univ.)

**<Introduction>** In the Western Pacific tropical region, TOGA-COARE project is continuing to investigate detail information of the characteristics of the tropical cloud clusters. We started a work on a view to find out the structure and behavior of the sub-system (Mori, 1992) of cloud cluster because of its importance for better understanding of the characteristics of the convection in any field.

**<Data>** We have analyzed the data collected by Keifu Maru (JMA) during the TOGA-COARE IOP from Nov. 3 to 16, 1992. The reflectivity data were digitized on a 2.5 km mesh covered 500 km in diameter centered at 0.5°S and 154.5°E. We preferred the data in PPI( $\text{el.} \sim 0^\circ$ ) scans.

**<Procedure>** We have selected a number of individual echo cells which must be combined to form a sub-system. We detected the selected echo(es) and labelled it by a symbol, then followed until it merged with another echo(es) or moved outside the radar range. New echoes were labelled by new symbols and followed until the latest one merged.

**<Results & Discussion>** We analyzed two cases of Nov. 12, 1992, in detail.

[Case-1] Figure 1 shows the structure and evolution of a long lasting (about 14 hours), intensive(in dBZ) and long line shape sub-system. Four echo cells  $a_1$ ,  $a_2$ ,  $a_3$  and  $b_1$  were detected at 0604 JST at different location. Their next location were traced at 0634 JST and so on. All of the echo cells moved to the ENE. Two cells,  $a_1$  and  $a_2$ , combined at 0704 JST. A new cell  $b_2$  detected at 0734 JST in the north flank of the pre-combined echo (main echo). The combination of  $b_1$  and  $b_2$  joined with the main echo at 0904 JST

and start to form a line echo. Another new echo  $a_4$  was already detected in the south flank at 0804 JST and thus the chain was continued. This long line echo was in its maximum dimension 340 km(in length) at 1104 JST. During the traversed path, few fragments ( $f_1$ ,  $f_2$ , etc.) were separated by the sub-system at their respective time. A big fragment  $f_1$ (about 60 km in length) and the sub-system had gone out of radar range after 1145 JST and 1245 JST respectively.

Figure 2 shows the life cycle, merging and fragmentation processes of the sub-system corresponding to Fig. 1. A group of detected echo cells merged and left the sub-system at their respective time.

Area increase rate corresponding to Fig. 2 is shown in Fig. 3. At the first step it is  $17 \text{ km}^2/\text{min}$  and increase gradually. At step 3 the rate suddenly increased at  $33 \text{ km}^2/\text{min}$ . This sudden increase indicated that the cloud cluster changed its state from convective to stratiform components. At step 4 area increase rate was almost same, this indicates that the sub-system reached its maximum dimension. So, we have to believe that the sub-system is either in dissipating stage or on going to dissipating stage. The increase mode for

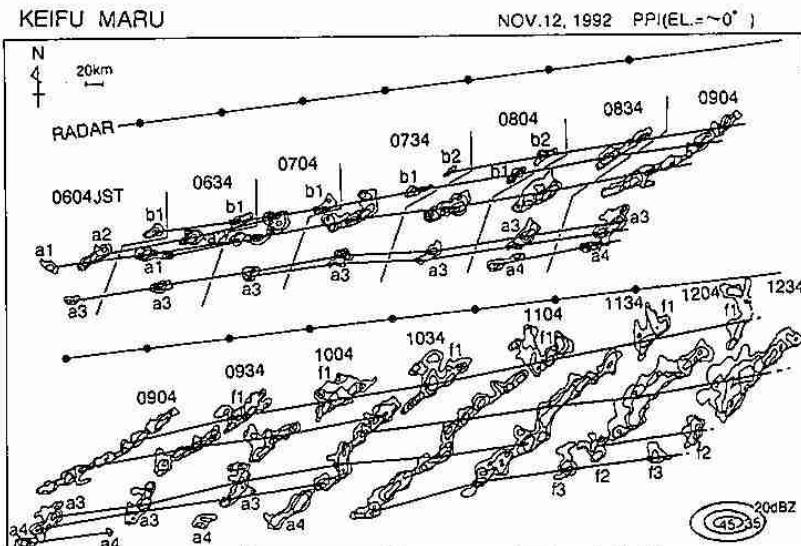


Fig. 1. Echo patterns and evolution of a sub-system of a cloud cluster.

>35dBZ and >45dBZ line indicates the intensiveness and long lasting of the sub-system.

[Case-2] Next, we analyzed a short lived(about 5 hours), quasi-circular sub-system appeared at 0612 JST. It was formed by seven isolated cells having the characteristics that new cells born in the north and south flanks. Also, few fragments were separated by the sub-system. The maximum dimension of this sub-system was about 116 km in diameter and traversed a path 155 km in its lifetime.

The area increase rate for Case-2 was faster than Case-1. This again confirms that Case-1 is more stable.

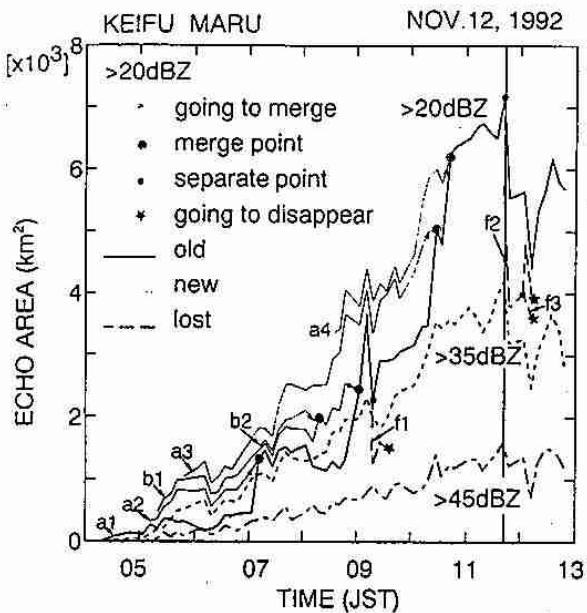


Fig. 2. Echo area corresponding to Fig. 1. Outer line represents the total area ( $>20\text{dBZ}$ ) at the respective time.

**Conclusions** It was found that the individual echo lifetimes of case-1 and case-2 are 1:10-4:40 hours and 0:20-1:00 hours respectively. The sub-system formed by the merging of individual echo cell and propagated in ENE. It was found that the merge criteria of the sub-system are a) echoes move parallel and inclined way, b) change direction or speed(slow) just before merge, c) distance between two echoes will be less than 5-7 km, and d) new echo has to be born in the north or south flanks of the main echo. Further analysis will be done to show the organization and identification of the convective and stratiform components of cloud clusters for the improvement of this study.

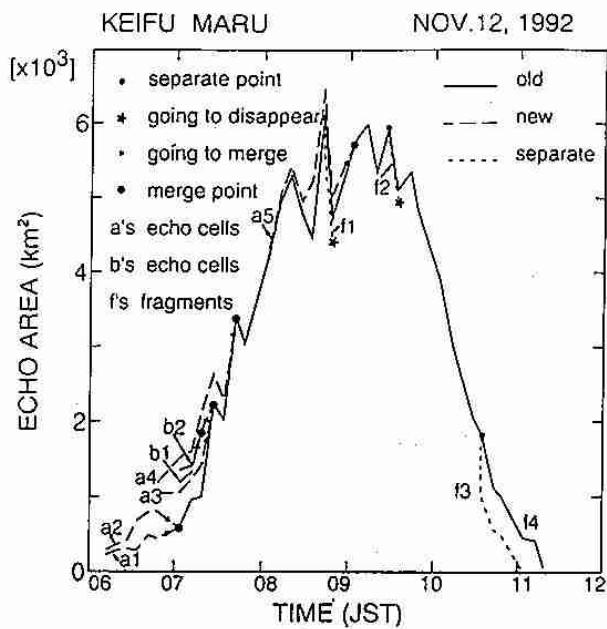


Fig. 4. Same as Fig. 2 except for Case-2.

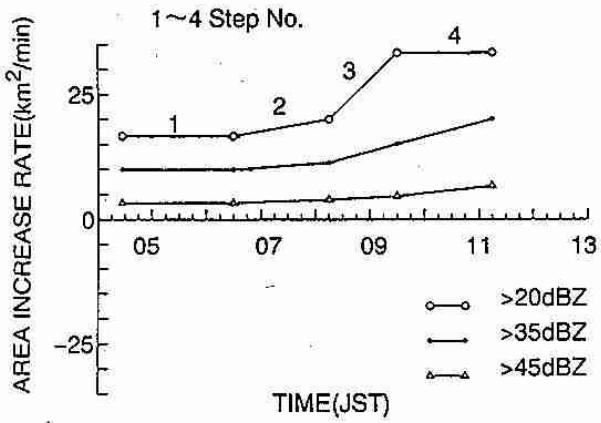


Fig. 3. Area increase rate corresponding to Fig. 2. Consecutive dots show the step length in time.

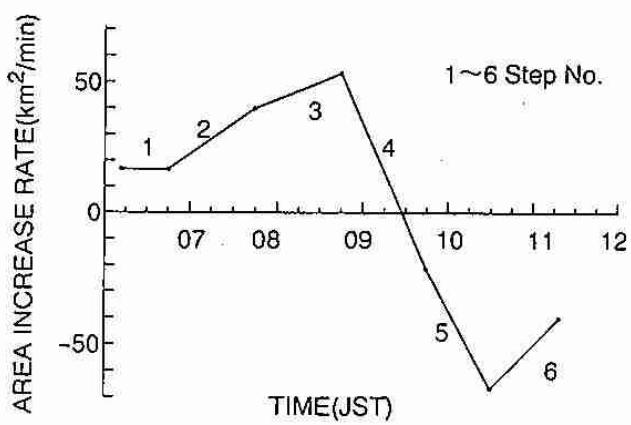


Fig. 5. Same as Fig. 3 except for Case-2.

## 9. 1993年の冷夏の特徴(2) —東西風指数と海面水温から検討—

上田崇裕・若原勝二・三浦 明 (札幌管区気象台)

### 1.はじめに

1993年の夏は記録的な冷夏となった。冷夏の原因の一つにオホーツク海高気圧が考えられるが、これを客観的に示す「北海道地上東西風指数」を定義して冷夏の検証をした。

### 2. 1993年夏の特徴

1946年以降の47年間のデータを見ると、1993年の夏（6月～8月）の平均気温は低い方から第4位である。（図1）また太平洋側の海水温は平年より3度から4度低く、夏の間この状態が続いた。また、オホーツク海高気圧が長い間居座り、オホーツク海側や太平洋側では雲が多く日照時間の少ない状態になった。海水温が低いのも関連して、比較的晴れた日本海側でも気温の低い状態が続いた。（図2）

これらをまとめて、1993年夏の7つの特徴を次にあげる。  
 ①流氷終日が遅く、オホーツク海側で1か月遅れ  
 ②北海道近海の海水温は春から連続して低温  
 ③オホーツク海高気圧から吹き出す東風が強い  
 ④6月は記録的な寡照、太平洋側大雨  
 ⑤4～8月にかけて連続して月平均気温が低い  
 ⑥盛夏期は記録的低温、帯広・岩見沢の真夏日なし  
 ⑦台風の接近数3個（平年1,2個）

### 3. 北海道地上東西風指数

北海道地上東西風指数（以下東西風指数と言う）を次のように定義する。

北緯50度東経150度の地上気圧から、北緯40度東経140度の地上気圧を引いて平年値を求め、平年値と各年の偏差を出した。これは、オホーツク海高気圧の強さを客観的に示す指標として有効である。この指標が正偏差で

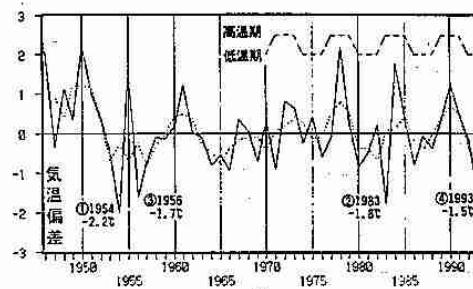


図1 北海道22地点平均気温の経年変化図

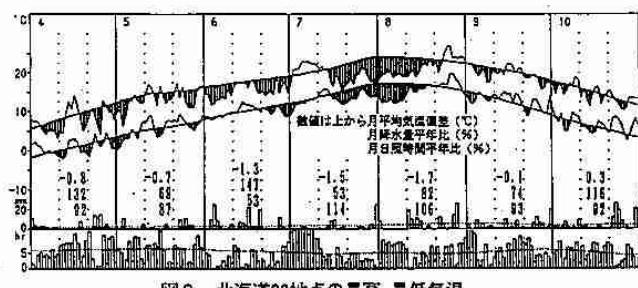


図2 北海道22地点の最高・最低気温、  
降水量、日照時間の経過図

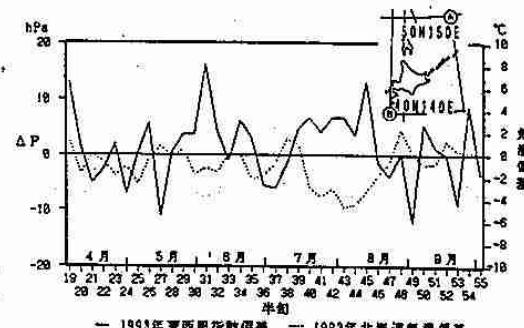


図3 1993年4～9月の北海道地上東西風指数  
と気温の経過図

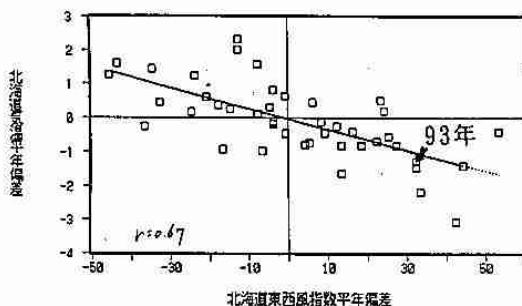


図4 6月の北海道地上東西風指数と  
気温偏差の散布図

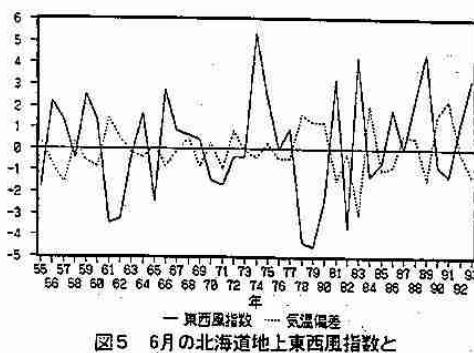


図5 6月の北海道地上東西風指数と  
気温偏差の経過図

あると東風が平年より強く、負偏差であると西風が平年より強い事を意味している。

1993年の4月から9月の半旬毎の東西風指数と気温偏差を図3に示す。これから東風(西風)が強いときに気温が低い(高い)ことがわかる。また図4は夏期間の中で東西風指数と気温の相関が最も高い6月の散布図である。更に、6月の年毎の時系列を図5に示すが、これも図3と同様の関係が見られる。

#### 4. 気温と水温の関係

図6に8月の太平洋側の気温と水温の関係を載せるが、1993年は1955年以降で最低値となっている。気温と水温はほぼ同じ様な経年変化をしている。

図7に8月の太平洋側の気温、水温、東西風指数、東部熱帯太平洋域の海面水温の状態(エルニーニョ、ラニーニャ)の散布図を示す。相関係数が0.75で、相関は高くなっている。右上象限は気温、水温が高く、西風で、ラニーニャの傾向があり、左下象限はこの反対である。一次回帰直線から離れているのが1955年と1993年だが、ラニーニャの1955年は水温が高くシフトしており、対象的にエルニーニョの1993年は水温が低くシフトしている。

#### 5. 気温と日照時間の関係

図8に盛夏期における気温と日照時間の関係を示す。これによると、1993年は低温の割には日照時間の多い方の区域に分布している。このことは、1993年の夏は晴冷傾向の強い特異な年だったことがうかがえる。

#### 6. 気温の6年周期について

図1の夏気温の経年経過を見ると、ほぼ6年毎に暑い夏と、涼しい夏が現れている事がわかる。

#### 7. おわりに

冷夏になる年は、海水温が低く、オホーツク海高気圧が頻繁に現れ、東風が強く、日照時間が少ない年で、それを客観的に見る方法の一つとして、北海道地上東西風指数を作って検証した。また同様に南北風指数とベクトル合成する検討も行っている。

#### [参考文献]

- 三浦明、若原勝二、上田崇裕、1994.2: 1993年の冷夏の特徴 平成5年度全国長期予報検討会資料
- 若原勝二、安田毅彦、1994.2: 北海道の異常気象に関連する循環特性 平成5年度全国長期予報検討会資料
- 若原勝二、上田崇裕、1994.2: 北海道夏気温に影響する東風効果 平成5年度全国長期予報検討会資料
- 札幌管区気象台技術部予報課、1994.3: 北海道の冷夏について 技術時報 平成6年3月 No. 123

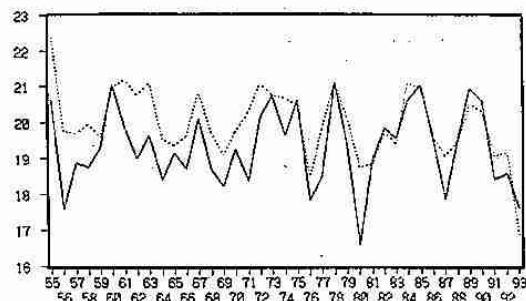


図6 8月の北海道太平洋側の気温と海面水温の経過図

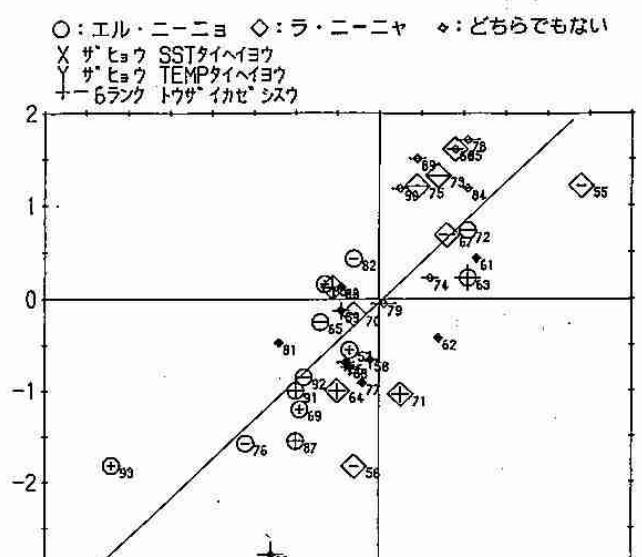


図7 太平洋側8月の海面水温と気温の散布図に北海道東西風指数とエルニーニョ、ラニーニャのマークを付加

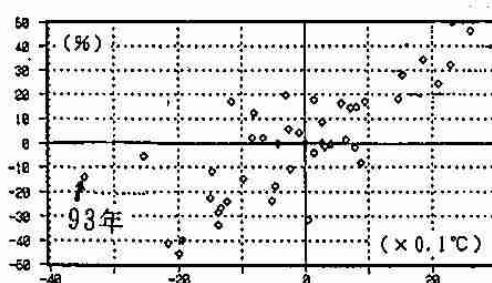


図8 盛夏期(7月下旬～8月中旬)における気温と日照時間の関係  
横軸: 気温偏差 縦軸: 日照率平年差

## —夏季大学雑感—

### 第12回夏季大学『新しい気象』講座雑感

気象協会北海道本部 若林徳司

この夏も日本気象学会北海道支部と札幌市青少年科学館との共催により、昨年と同じ7月28日（青少年科学館）と29日（気象協会）の両日にわたり開催された。

1993年の夏は記録的な冷夏となり、農業だけではなく各産業界にも大きな影響を与え景気低迷の一因ともなった年でした。それとは対称的に1994年の夏は太平洋高気圧の勢力が強く、本州は勿論のこと、爽やかさが壳りものの北海道でも連日30度を越える猛暑。（札幌の7月における真夏日は8日で1978年に継ぐ記録である。）

この暑いさなかでの開催のせいであろうか、当初50名の受講申し込みにたいし、当日の受講生は44名でいつもの年より若干減少したのが担当幹事としては多少気がかりなことありました。しかし、受講生はいずれも熱心で活発な質問が寄せられ、気象に対して大変興味をもたれていることが十分伺えました。

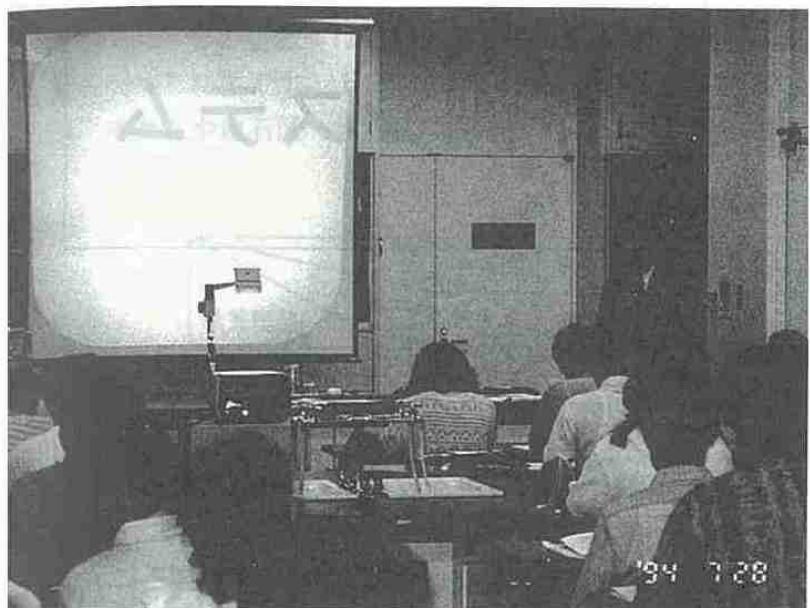
今年の受講生の特徴は小・中学校及び高校の先生方が多く見られたこと、ある程度の専門知識をもっておられる方が参加されていたことなどがあげられます。これは1995年5月から実際に施行される気象予報士制度と少なからず関係があるのかもしれません。また、例年の受講生は札幌近郊の方々にある程度限定されている感がありましたが、今年は遠く山口県岩国市、千葉県柏市から、道内でも釧路市、斜里町、長万部町からの参加をいただきました。この講座のあることをどの様な方法で知り得たのか興味のあるところです。多分、札幌市の広報誌が届くことはあり得ないので、学会誌である『天気』または気象協会発行の雑誌『気象』などに掲載してある開催記事を見られたものと推測されます。

ここで一つ考えさせることは、これら天気及び気象に掲載している記事は日時及び会場だけのいたつて簡単なものです。このように遠くから受講を希望される方が失望されることのないように次回からはある程度、講義内容が理解出来る記事に改める必要性を強く感じました。

最後になりましたが、この講座の開催のためにお手伝いをいただいた札幌市青少年科学館の学芸係、気象協会北海道本部の総務課・気象情報部の皆さんに厚くお礼申し上げます。

#### 追記

この講座開催にあたっての支部長挨拶（菊地勝弘教授）の中で気象学会へのお誘いのお話しをしていただいた結果、早速2名の方が入会をされましたので御報告いたします。



第12回夏季大学「新しい気象」講座

◀ 受講風景

(青少年科学館にて)

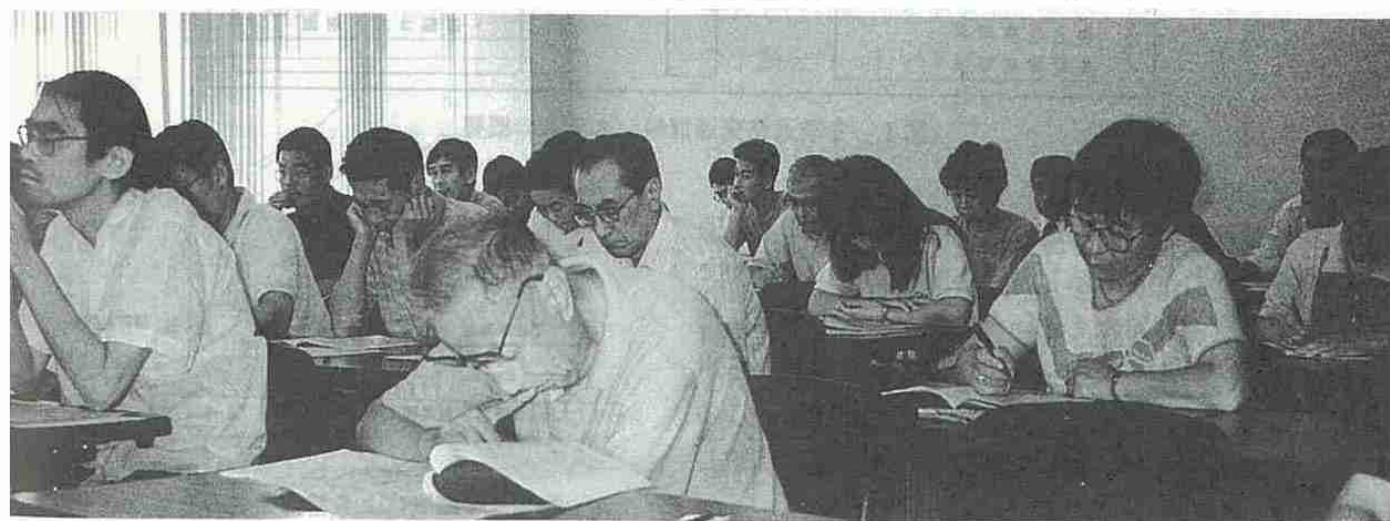


◀ 気象情報センター見学

(気象協会北海道本部にて)

▼ 受講風景

(気象協会北海道本部にて)



## —夏季大学講座内容①—

# 1. 札幌市の降雪予測システム

札幌総合情報センター株式会社 金 村 直 俊

## 1. はじめに

札幌ではひと冬の雪の累計降雪量（降り始めから合計した降雪量）が5mにも達します。人口170万人を数える大都市で、これだけの降雪量があるところは世界的にみてもまれです。この降雪量に対して冬季間の都市機能を維持するためには、多大な除雪費用が必要とされます。札幌市では主として、効率的な除雪運用やロードヒーティング（R H）制御に気象情報を取り入れた「冬季道路交通情報システム」の研究開発のため、札幌総合情報センター株式会社（通

称：SNET）を設立し、現在運用に至っています。

「冬季道路交通情報システム」は図1に示すように、4つのサブシステムから成り立っています。

この中から降雪量の予測を行う「降雪予測サブシステム」とび現在の気象状態の監視を行う「マルチセンササブシステム」について説明します。

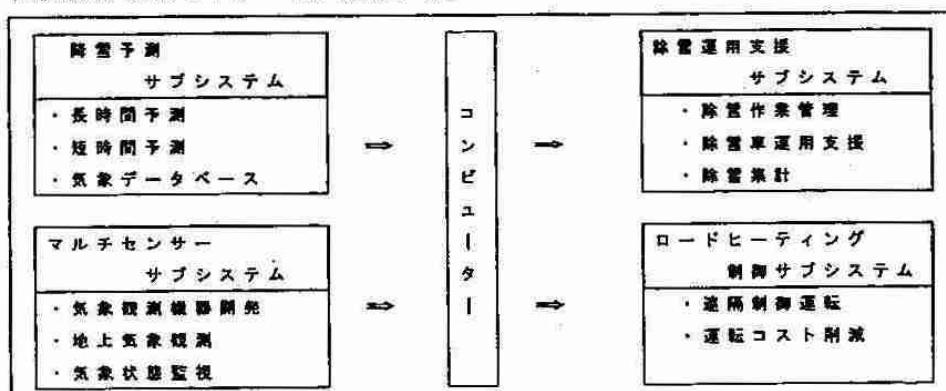


図1 冬季道路交通情報システムの概要

## 2. 札幌の降雪特性

札幌を含む北海道の日本海側に雪が降る様子をわかりやすく示したのが図2です。シベリア大陸にある冷たく乾いた空気が北西の季節風に乗って日本海を涉ってくる間に、日本海から水蒸気の補給を受けて、雪雲が発生します。この雪雲が徐々に発達し北海道の日本海側に到達し雪が降るわけです。

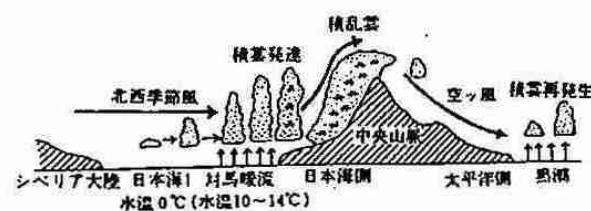


図2 季節風による雪雲発生のモデル

では実際の雪の降り方はどのようにになっているのでしょうか。表1は札幌で1日に降る降雪量を調べた結果です。1日で10cmを超える降雪は、中央区や白石区・厚別区などに比べて、北

区・東区・西区・手稲区で出現日数が多いのが分かります。ひと冬で最も積もった時の雪の量（最深積雪）と合計降雪量の分布図を図3に示します。

表1 日降雪量の出現日数

(単位：日)

観測所 降雪階級	中央区 気象台	北区 北土木	東区 東土木	白石区 厚別区 白石土木	豊平区 豊平土木	南区 南土木	西区 中央土木	手稲区 西土木
1~5cm未満	30.1	22.3	24.8	28.0	27.4	26.3	25.7	26.8
5~10cm未満	13.9	13.9	14.5	13.1	14.2	15.1	15.4	14.4
10~20cm未満	12.2	13.5	12.1	12.7	11.4	11.6	12.7	14.3
20~30cm未満	3.0	4.8	5.1	3.0	4.2	4.0	4.7	5.1
30cm以上	2.1	3.0	3.4	2.3	2.3	2.5	3.1	2.9
1cm以上の計	61.3	57.5	59.9	59.1	59.5	59.5	61.6	63.5
10cm以上の計	17.3	21.3	20.6	18.0	17.9	18.1	20.5	22.3
20cm以上の計	5.1	7.8	8.5	5.3	6.5	6.5	7.8	8.0

(注) 1980~1992年の13年間で平均値(準年値)ただし  
12月~3月の合計で11月と4月は入っていない

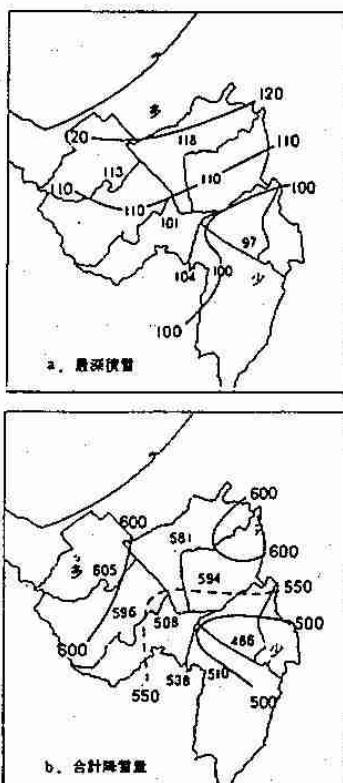


図3 最深積雪（上）と  
合計降雪量（下）の分布図

札幌市内でもこのように雪の降り方には地域的な特徴があります。現在気象台で発表される石狩地方または札幌市の天気予報だけでこのような降雪の特徴を予測するのは非常に困難です。後で述べるように効率的な除雪を行おうとすると、自分の地域でだけだけの雪が降るのかを知る必要が出てきます。次に述べる降雪予測システムでは札幌市を地域的に細かく分けて降雪量の予測を行っています。

### 3. 降雪予測システム

図4に降雪予測システムの概要を示します。降雪予測には札幌市を細分化し、12時間の間の降雪量及び最高・最低気温などを予測する「長時間予測」とレーダーを使用した3時間先までの「短時間予測」があります。予測に用いる資料は、気象レーダー、マルチセンサー、気象衛星（ひまわり）、各種天気図、アメダスなどです。

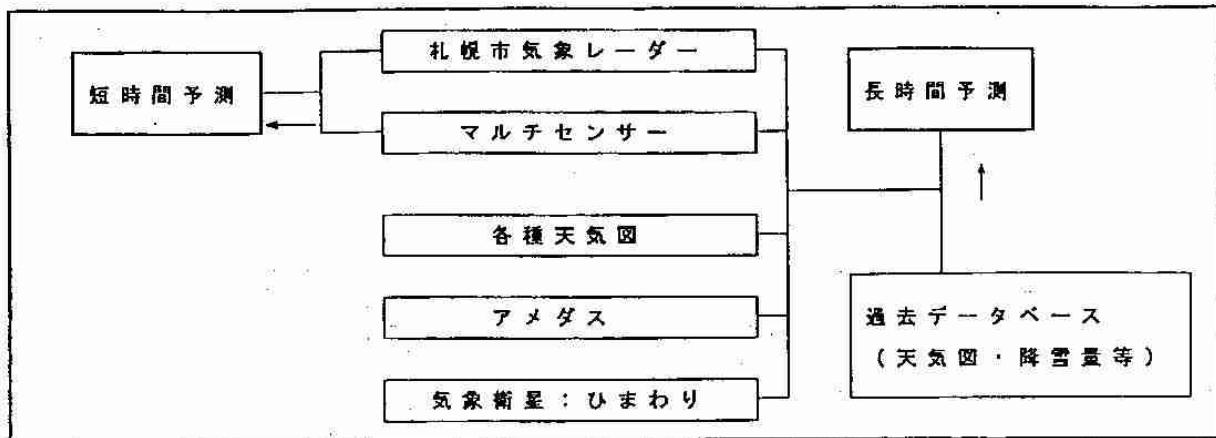


図4 降雪予測システムの概要

気象庁から送られてくる資料の中に、数値予想天気図というものがあります。これは、気象庁のスーパーコンピューターを使って、現在から1日先、2日先の気象状態を計算したものです。この予想天気図には、気圧配置、気温、降水量（雨や雪の量）などが示されています。これらから、降雪の有無や分布について大体の見当をつけるわけですが、人によりその解釈が異なる場合がでてきます。いつでも同一レベルの予測を行うためには、ある程度客観的な手法が必要となります。まず、過去の天気図から予想天気図と似た形をしているものをコンピューターを使って選び出し、その時の雪の降り方を調べます。例えば、予想天気図と似た気圧配置の例が過去10例あったとします。このうち、7例が降雪なしの場合は、今回も雪が降る可能性が小さいだろといえます。この手順をパターンマッチングと呼んでいます。次に天気図の形をいくつかのパターンに分類します。パターンごとに過去の気象状態と降雪量の関係を調べます。例えば、Aというパターンで、気温と降雪量が高い相関関係にある場合、Aパターンでは気温から降雪量を予想する式を作成します。

$$Y = A \times X$$

降雪量 係 数 気 温

このようにして作成した式に、気温の予想値を代入することによって、降雪量を求めるることができます。長時間予測では、そのパターンごとに統計式を作成し降雪量を区別に求めています。実際には、ひまわりやレーダー及びアメダスなどの資料を参考にしながら、予想を担当する人間の判断を経て、予想として発表されることになります。（図5）

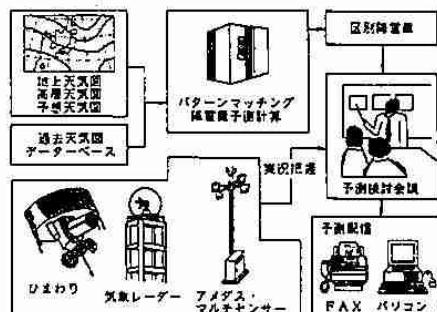


図5 長時間予測の流れ

これと並んで、レーダーを使用した3時間先までの短時間（降雪）予測があります。レーダーとは図6に示されるようなもので、上空の雪や雨の降っている強さを平面的に測定しています。レーダーから電波を発射して、その途中に雪や雨があると電波は反射して、再びレーダーに戻ってきます。反射してきた電波の強さと時間から、雪の降っている強さと距離を計算できます。こうして現在の降雪の状態を平面的に捕らえることができるわけです。このようにレーダーを利

用することに、より広い範囲の降雪状態を（ある程度）定量的に知ることができます。

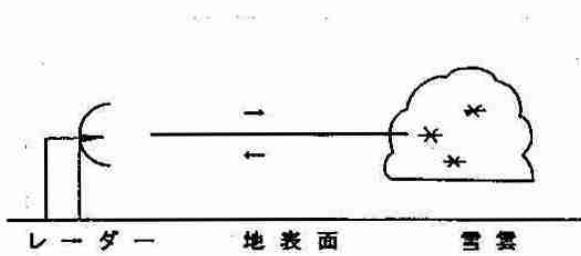


図6 レーダーによる雪雲測定の原理

気象台の予報は発表時刻が決まっている、ふつうはこれから数時間先の天気変化については予報されません。短時間予測では現在から3時間後までの予測を人の手を借りることなく行えます。短時間予測の原理を図7に示します。30分前に日本海にあった雪雲が、現在は石狩湾付近まで移動してきたとします。この30分間の雪雲の移動をコンピューターで計算させることによって、雪雲のこれから先の動きを予測することができます。実際には、図8のような流れで短時間予測が行われています。

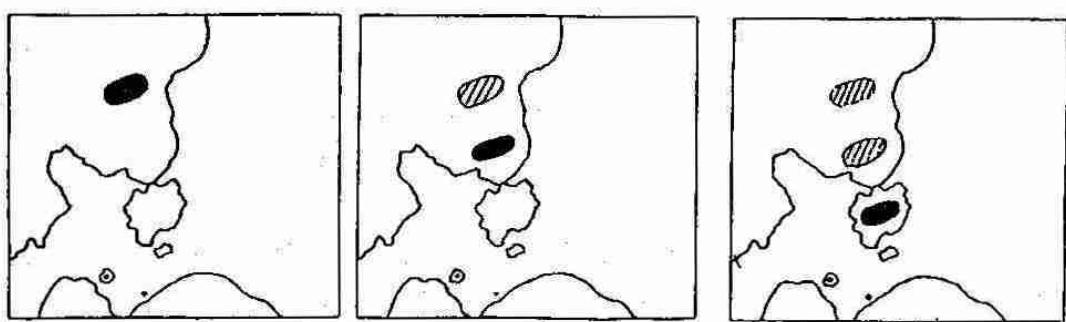


図7 短時間予測の原理

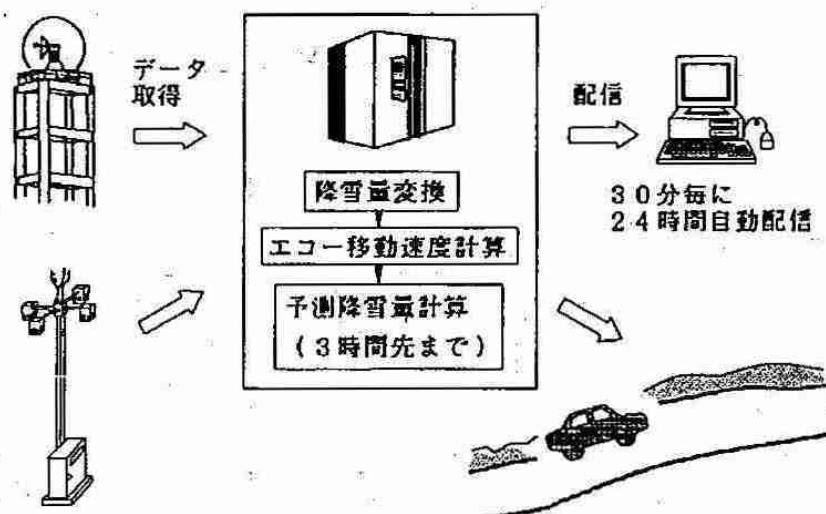


図8 短時間予測の流れ

#### 4. マルチセンサーシステム

気象庁が全国に展開している地上気象観測システム、これはアメダスと呼ばれ、現在ではテレビなどでお馴染みのシステムです。実はこのアメダスの札幌版といえるものがマルチセンサー

システムです。気温・風・降雪などを測定するセンサーを設置した街路灯のようなもの（図9）がマルチセンサーで、10分ごとに気温・風などの気象要素を測定しています。これが図10に示

すように札幌市及び近郊に約4km間隔で51ヶ所あります。

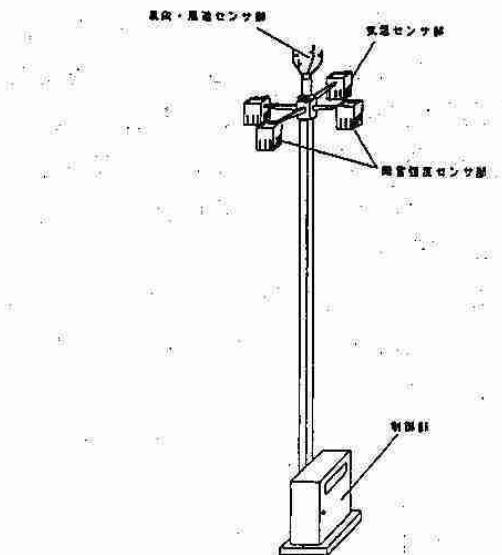


図9 マルチセンサー全体図

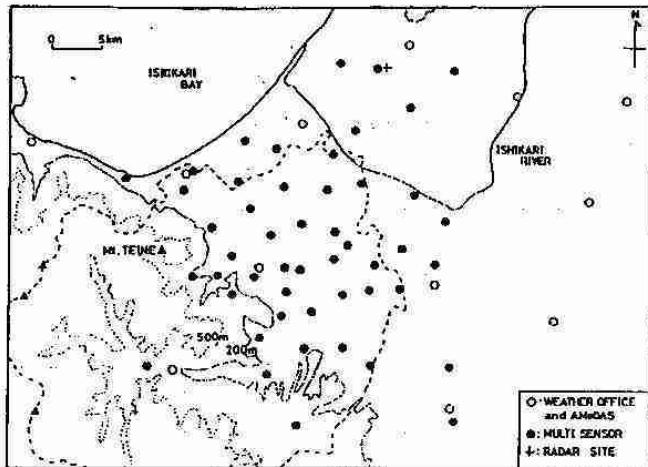


図10 マルチセンサー設置図

マルチセンサーは、主として現在の気象状態がどのようにになっているかを調べるために用いられます。その例を図11に示します。これまでには、アメダス（約17km間隔）による測定に頼っていましたが、このように細かい間隔で地上観測を行うことによって、例えば降雪量の分布についても、細かい地域の正確な気象状態が把握できるようになります。

さらにマルチセンサーによって、今までわからなかった気象現象が明らかになってきました。図12はマルチセンサーによる2月の札幌市の平均最低気温の分布図です。同じ札幌でもあまり気温の下がらない地域とかなり気温の下がる地域のあることがわかります。水道の凍結防止などにはこれらの情報が役に立つでしょう。

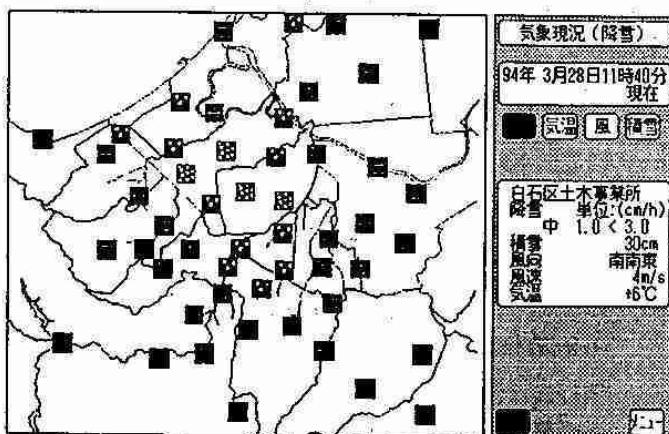


図11 降雪観測例（降雪の強さを3段階で表示）

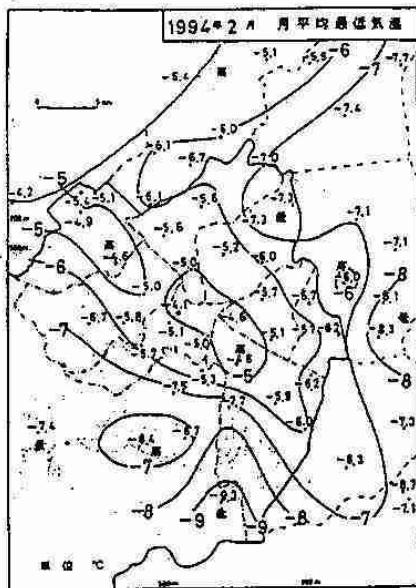


図12 平均最低気温の観測例

## 5. 除雪と気象

除雪といえば、ほとんど道路の除雪を中心となっています。例えば、図13のような地域を例にとって考えてみましょう。

この地域には主要幹線道路（国道など）から生活道路まで大小様々な種類の道路があります。札幌市では道路の機能、地域特性によって表2のような除雪水準を定め、今後10年間に表3のような除雪のレベルアップを計画しています。このほか、流雪溝、融雪槽、ロードヒーティングなどの整備を進めています。

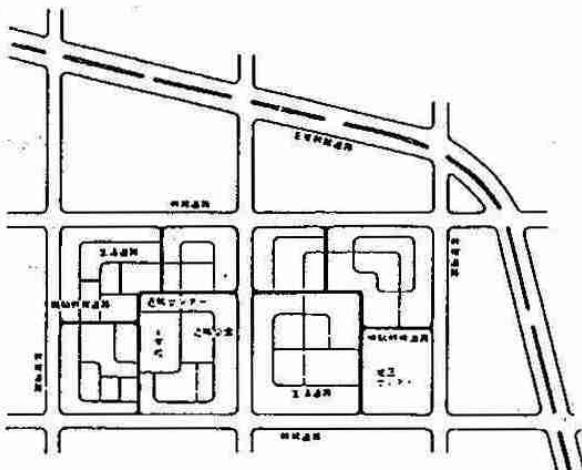


図13 道路種別概念図

表2 除雪水準

除雪水準	除雪幅員水準	路面管理水準
1	3.25m × 車線数の幅員を確保する交通量が極めて多い幹線	除雪幅に対する路面露出率は75%程度ワダチはない 車道端部に狭い帯状の雪氷があるが、走行路面には雪氷がほぼ無い状態
2	9mの幅員を確保する 交通量が多い幹線 往復4車線が、実質的には往復2車線になるが、右折車が頻繁にならない	除雪幅に対する路面露出率は50%程度 ワダチはない 道路センター部と車道端部には、約1m幅で雪氷が帯状にある
3	7mの幅員を確保する 交通量が少ない往復4車線の道路もしくは、若干交通量の多い往復2車線の道路 大型車のすれ違いが容易にできる	除雪幅に対する路面露出率は25%程度ワダチの深さ5cm程度 車道部に50cm程度の狭い帯状の路面が形成されている
4	5~6mの幅員を確保する 交通量が少ない往復2車線 小型車のすれ違いが可能	除雪幅に対する路面露出率は0%程度路面が雪氷で覆われており、暖気にはワダチが形成される ワダチの深さ10cm程度
5	4mの幅員を確保する 交通量が極めて少ない 大型車1台進入可能	除雪幅に対する路面露出率は0%程度路面が雪氷で覆われており、暖気にはワダチが形成される ワダチの深さ15cm程度

表3 今後10年間の除雪水準目標

水準 道路	現在 水準	目標 水準
主要幹線	2	1
幹線道路	3	2
補助幹線A	4	3
補助幹線B	5	4
生活道路	5	4

先に述べた降雪予測システムはどのように活用されているのでしょうか。例えば、気象台から札幌市に10cmの降雪が予想されているとします。しかし、2で述べたように雪の降り方は同じ札幌市内であっても地域的に差があることもあります。もし事前に北部に集中して雪が降り、南部の地域ではあまり雪が降らないとわかっているれば、北部では効率的な除雪の計画を立てる必要がありますし、南部では除雪体制をとる必要があまりないといえます。さらに雪の降る時刻がわかっているれば、これに対応した機材や人員の配備が可能となります。このように無駄のない除雪体制作りのために除雪予測は活用されています。

また、予測にマルチセンサーを加えた気象情

報がロードヒーティング制御に利用されています。雪が降らないのにロードヒーティングを行うのはエネルギーの無駄遣いですから、あらかじめ電源を切るようにするといった制御も取り入れられています。

このように除雪と気象情報を有効に結びつけ、活用しているシステムは全国でも他に類をみないシステムといえるでしょう。

#### 6. おわりに

今年度より「気象予報士」という資格ができます。「気象予報士」の出現によって、気象台の発表する天気予報とは別の独自の天気予報が一般市民の方々にも伝えることができるようになります。また情報の伝達手段も今後のマルチメディア社会では、現在の電話と同じレベルでコンピューターが使えるようになってゆくでしょう。天気予報を含めた様々な気象情報も、今回紹介した降雪予測システムのような形を初めとして、近い将来には一層身近なものになると思われます。

#### 〈参考文献〉

※天気予報について

「新しい天気予報」

186頁

立平良三著、1986年

東京堂出版

「天気予報はどこまで正確にできるか」

164頁

岡村存著、1993年

森北出版

※北海道の天気について

「北海道の自然 雪を知る」

206頁

柏原辰吉著、1993年

北海道新聞社

「北海道の動気候」

246頁

大川隆著、1992年

北海道大学図書刊行会

—夏季大学講座内容②—

## 2. 星空ウォッチング

札幌市青少年科学館天文講師 平井 諭

### 1. はじめに

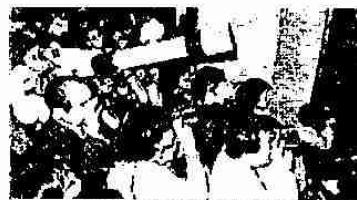
科学の歴史は天文学から始まったといわれるよう、宇宙の神秘はいつの時代においても人々の興味の的です。ハレー彗星の回帰、彗星の木星面への衝突、雨のように降り注ぐ流れ星…。これらはここ数年の間にマスコミに取り上げられた天文現象です。しかし、天文現象は見えにくい場合が多く、簡単に見えると思っていると失望することがあります。

この講座では、天文学的な難しいことを極力省き、星空観察のちょっとしたコツから、賢い天体望遠鏡の選び方までをお話しします。

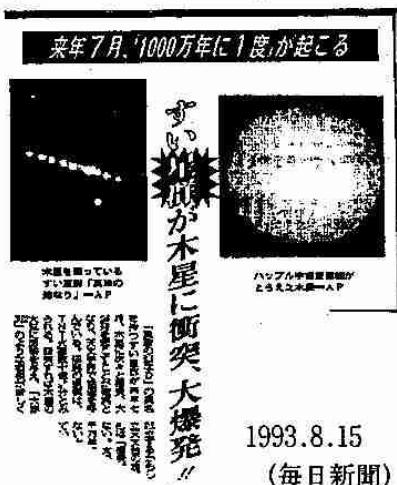
なお、このテキストに出てくる器材、資料などは講演当日にその実物を用意して具体的な使い方を説明しますので、テキストだけを読まれる方は若干説明不足になってしまうことをお許しください。



1986.3.20 (毎日新聞)



1986.3.22  
(読売新聞)



1993.8.15  
(毎日新聞)



## 各地で消灯運動

1993年より来月出現する「ペルセイド」の見ごろと並んで、各地で消灯運動が実施される。これは、電球の明かりが太陽の光を反射して、太陽の位置を誤認させるためである。また、電球の明かりは、太陽の位置を誤認させるためである。

1993.7.10 (読売新聞)



## 天文ファンがつかり 大流星群「期待外れ」

夜空を無数の流れ星が飾るに期待されたペルセイドの流星群。十二日未明には、日本各地で天文ファンが夜空を見守ったが、見えなかった流星は多かったので、一時聞いた十個から三十個ほどといった。シャワーのように流れ星が見られたが、見えなかった流星は「明け方までに三十個ほど見えた」などいた。

岐阜県の「ミネタリウム」職員小栗草孝さんは、「明け方」「一個しか観測できなかつた流星は12日午前3時31分から4分間露田町見られる」とされる極大期

1993.8.12 (毎日新聞)



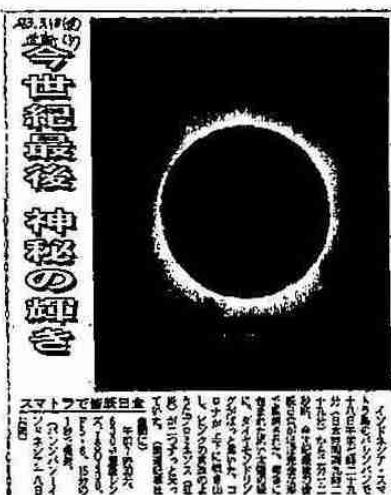
1988.8.11 (毎日新聞)



## 今世紀最大規模の皆既日食

1991年7月12日午後3時30分頃、北海道・東北地方で皆既日食が発生する。この日は、太陽が月の陰に隠れる時間帯に、月食が発生する。

1991.7.12 (北海タイムス)



1988.3.18 (北海道新聞)

## 2. 望遠鏡だけでは天体は見えない

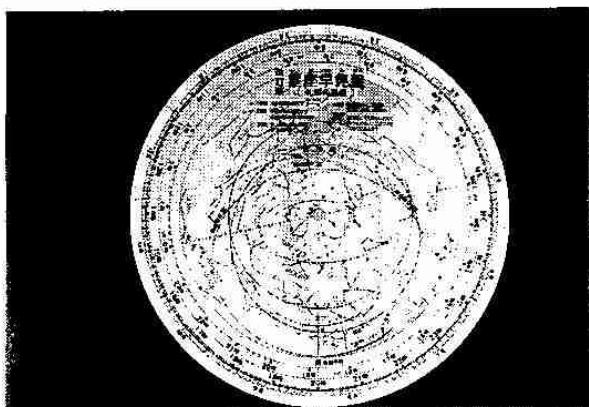
子供の頃、「望遠鏡で星を見たい」という願望を抱いたことはないでしょうか。望遠鏡さえあれば宇宙の神秘にひたれると思い、高いお金を出して望遠鏡を購入し、いざ実際に望遠鏡を星空に向けてみると月しか見ることができなかつたというお話をよく耳にします。

望遠鏡は星を見るための必需品ではありません。星がいつどこに見えているかを知ること、すなわち目的の天体を見つけ出せることのほうが大切なことです。

### 2-(1) 星座早見盤を用意する

ある日ある時の天体の概略位置を知りたいときに便利なのが星座早見盤です（以下、早見盤と略します）。市販の早見盤の多くは首都圏用に作られていて、北海道で使うためには緯度と経度の補正が必要です。札幌市青少年科学館で販売されている早見盤は北海道用に作られた数少ない早見盤のひとつです。

早見盤は星座を見つけるための初心者向けグッズと考えられがちですが、日の出や日の入り時刻なども求められる優れモノです（ただし、観測地によって緯度と経度の補正をする必要がありますが、科学館の早見盤は北海道で使用する限り補正の必要はありません）。



### 2-(2) 情報を知る

肉眼で見える星には、星座を形作る星（恒星）のほかに惑星があります。惑星は、星座のなかをゆっくりと位置を変えていくので、早見盤に表示されません。明るい惑星は金星、火星、木星、土星の4個だけです。プラネタリウムで配付しているパンフレットなどや天文雑誌を購入するなどして主な惑星の位置を確かめておきましょう。

#### 【主な天文雑誌】

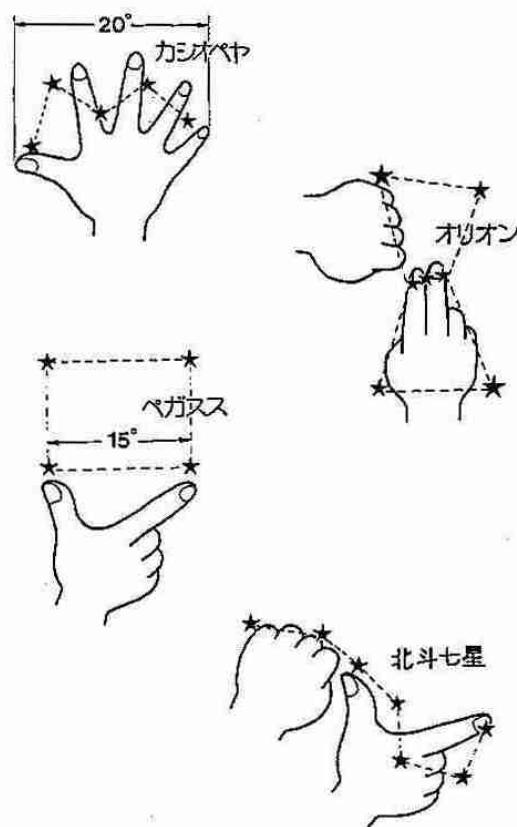
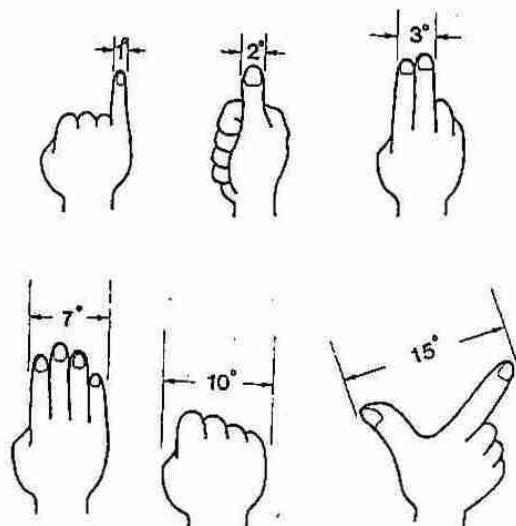
天文ガイド	(月刊)	620円
月間天文	(月刊)	550円
スカイウォッチャー	(月刊)	620円
天文年鑑	(年鑑)	780円
天体観測年表	(年鑑)	2300円

これらの天文雑誌には、惑星の位置はもちろんのこと、さまざまな天文現象が、いつ、どこで起こるかが詳しく掲載されています。



## 2-(3) 角度に慣れる

天体観察をする際、角度といったものに慣れおくと便利です。



## 2-(4) 懐中電灯を用意する

暗い屋外で早見盤を見るために小さな懐中電灯を用意します。そのままでは明るすぎる所以ハンカチで包むなどして適当に減光させます。市販の天文書には赤いセロファンで減光するとよいと書いてありますが、これはあまりお勧めできません。赤い光は結構目に刺激があり、赤色～黄色の星が白色～緑色に見えてしまうからです（残光が補色となるためです）。

## 2-(5) 屋外に出かける

なるべく暗い場所がよいのはもちろんですが、街灯がある場所では直接の光を建物や手でさえぎると意外によく見えます。明るい場所から急に暗い場所に移っても暗い星は見えません。10分以上、暗さに目を慣らす必要があります。

早見盤で年月日・時刻を合わせ、方向を確か

めて明るい星から探していくます。明るい星が見つかったら、その近くにある星どうしを線でつないで、それを何かの形にたとえて星座を覚えていきます。なるべく分かりやすい星座（例えば、オリオン座、白鳥座）などから覚えていく、暗くて分かりにくい星座は後からゆっくり覚えていくのがコツです。

## 2-(6) 双眼鏡を使う

意外に便利な道具が双眼鏡です。肉眼ではかろうじて見えるような暗い星までもはっきりと確認でき、明るい星雲や星団も見ることができます。便利なうえに望遠鏡に比べたら使い方が簡単なので初心者にはお勧めです。（双眼鏡はとても便利な道具なのでベテランの方も必ずといってよいほど双眼鏡を持っています）

### 【双眼鏡の選び方】

- 倍率が低いものを選ぶ（8倍くらいまで）
- ズーム式は避ける
- 名の通っているメーカーのものを選ぶ

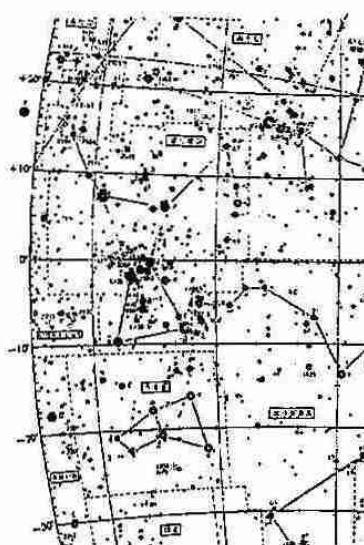
### 3. 望遠鏡を使う前の準備

月や金星のような明るい天体を望遠鏡で捕らえることはそれほど難しいことではありません。多少苦労しますがなんとか捕らえられるものです。しかし、ちょっと暗い天体（星雲、星団、重星、彗星など）になると初心者はたちまちギブアップしてしまいます。望遠鏡の操作に慣れていないことに加え、目的の天体の詳しい位置を知らないことが原因です。

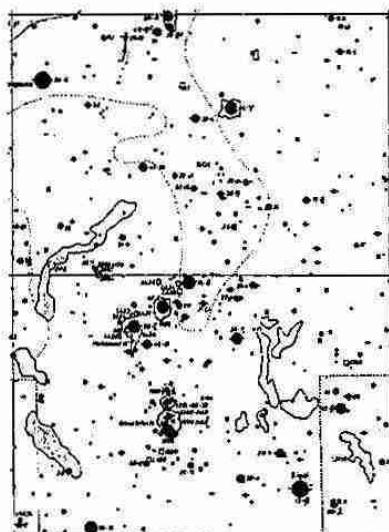
#### 3-(1) 星図を用意する

新天体が発見された場合、新聞には「オリオン座アルファ星付近に××彗星が発見された」というような記事が掲載されますが、初心者がこのような情報だけでその天体を探すのは無謀です。また、望遠鏡を使って星雲や星団を見ようとしても望遠鏡の視野はとても狭いので、いきあたりばったりに探しても視野内に入ることはまずあり得ません。このような場合、早見盤はあまり役にたちません。世界地図を見て小さな町を訪ねるようなものです。小さな町を訪ねるにはそれ相応の地図が必要なように、目的の天体を探すためには「星図」が必要です。

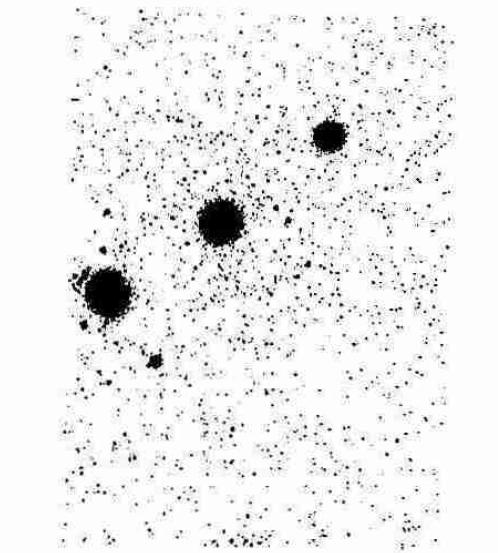
星図にも色々な種類があり、場合によって使い分けが必要になってきます。初心者は6等星くらいまで表示されている星図で充分ですが、そのうちに目的別の詳しい星図が必要になってきます。ある程度慣れると星図なしでも天体を探し出せるようになります。初めて訪問する家を探し当てるためには地図が必要ですが、何回か訪問しているうちに道順を覚えてしまい地図がいらなくなるということに似ていますね。



野外星図2000 (6等星まで)



Sky Atlas 2000 (7等星まで)



フェーレンベルグ写真星図 (13等星まで)

### 3-(2) 赤経・赤緯の表示に慣れる

地図上の地点を示すのに東経××度、北緯○○度と表す場合があるように、天体の座標は赤経と赤緯で表されるのが一般的です。琴座の南東約5度などという表示では大まかすぎて、位置が正確に伝わりません。赤経は18時37分といったように時角で、赤緯は+38度47分のように角度で示されます。

ほとんどの星図には赤経と赤緯の目盛りがついています。天体の位置は赤経・赤緯で示されるので、星図上にその位置を書き込むことで正確な位置がわかります。(早見盤にも大まかに赤経・赤緯の目盛りがついています)

## 4. 望遠鏡の使い方のコツ

望遠鏡の基本的な使い方は、望遠鏡に添付されている取扱説明書に書いてあるのでそれに譲ることとし、初心者にとって意外に難しく、しかも大切なことを2点だけ説明します。

### 4-(1) ファインダー

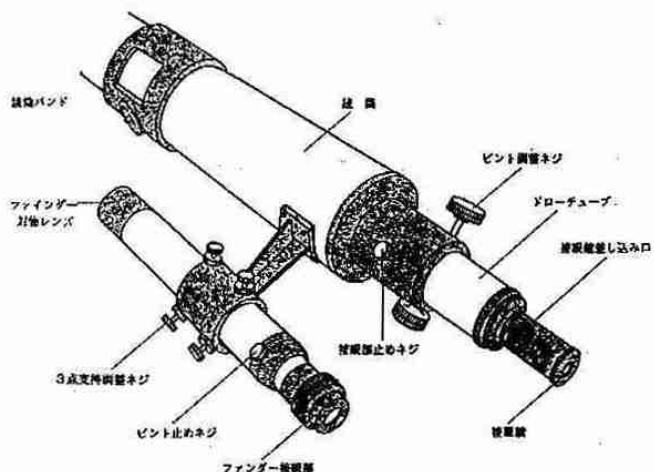
望遠鏡は倍率が高く、見える範囲も狭いので、ねらった天体を直接望遠鏡に導くのは至難の技です。そこで、付属品である小さな望遠鏡「ファインダー」を使います。ファインダーは、見える範囲が広く、中央に照準用の十字線が張っています。ファインダーを見ながら目的の天体が十字線の交点に重なるように微動ハンドルを動かしてやると、望遠鏡の視野内にも捕らえることができます。望遠鏡もファインダーも倒立像(像がさかさまに見える)ので天体の導入には練習が必要です。

#### 【注意】

鏡筒とファインダーは平行になっているはずですが、よく狂います。平行に調節するのはユーザーの役目になっていますが、初心者には難しい作業のひとつです。この平行が狂っていると目的の天体を導入するのに一苦労します。

#### 【ファインダーの調整方法】

なるべく遠方の景色の中から目印になりやすい物体を望遠鏡の視野の中心におき、ファインダーをのぞきます。その物体がファインダーの十字線の交点に重なるように3点支持調整ネジを回します。その物体が十字線の交点と重なり、ファインダーが完全に固定できたら調整終了です。



### 4-(2) ピント

ピント(焦点)は意外に合わせにくいものです。望遠鏡で恒星を見ていた初心者が「とても大きな星ですね」というので見せてもらったところ、ピントが大幅に狂っていたと言う笑えないことが何度もありました。本来、恒星はどんなに高倍率でも点にしか見えません。

接眼部にあるピント調節ネジを回し、ドローチューブを出し入れすることでピントを合わせます。初めて望遠鏡をのぞく場合は、なるべく遠くの景色でピントをだいたい合わせ、ピントの合う位置を覚えておくとよいでしょう。だいたいピントが合ったら今度は、明るい恒星が点状に一番小さくなるように正確に合わせます。

なお、接眼鏡ごとにピントの位置は違いますし、人によっても微妙に異なります。ファインダーのピントもよく合わせておきましょう。

## 5. 望遠鏡の選び方

望遠鏡の倍率は誰もが気になるものです。しかし、倍率は高い望遠鏡ほどよい望遠鏡ではないのです。対物レンズ（反射式の場合は反射鏡）がどれだけたくさんの光を集めてどれだけ鮮明な像を結ぶことができるか、対物レンズの大きさ（口径）が能力のほとんどを決めてしまいます。

接眼鏡を交換すれば倍率はいくらでも高くすることはできますが、ある程度の倍率（有効最高倍率）を超えると大きく見える分だけばやけて暗くなり、かえって見づらくなってしまいます。有効最高倍率はその望遠鏡の口径をcm（センチ）であらわした数値の10倍から15倍程度です。例えば、口径8cmの望遠鏡の場合、80倍、高くてせいぜい120倍が有効最高倍率となります。

望遠鏡を購入する際、倍率だけに気をとられてはいけません。対物レンズの口径に注目しましょう。

### 【倍率の計算式】

$$\text{倍率} = \frac{\text{対物レンズの焦点距離}}{\text{接眼鏡の焦点距離}}$$

なお、同じ口径では屈折式よりも反射式の方が安価ですが、屈折式の方が取扱いが簡単なので、初心者は屈折式望遠鏡のほうが無難です。

望遠鏡は倍率が高いため、ちょっとした振動が大きく拡大されてしまいます。少しぐらいの風やピント合わせの際にグラグラ動いてしまうものは非常に使いづらいものです。接眼部を指で軽く押して望遠鏡全体がグラグラ動くようでは失格です。少しぐらいの振動ではびくともしないがっちりとした望遠鏡を選ぶとよいでしょう。なお、グラグラ動いてしまう軽い望遠鏡ほど値段が安く、がっちりとした重い望遠鏡ほど値段が高い傾向があります。

## 6. おわりに

例年、8月12～13日頃にたくさんの流れ星が見られるペルセウス座流星群という天文現象があります。今年（1994年）はほぼ3年に1度の月明かりの影響を受けない年なので条件がよいのです。8月12日前後の一晩だけでも流れ星が100個以上見られることを保証します（ただし、8月12日の前後1～2日程度、光害のない暗い場所で一晩中晴れていればの話です）。単に星座を探したり、流れ星を見るだけであれば望遠鏡は必要ない（肉眼で見るのが一番よい）ので、星空ウォッチング入門編として、この夏に家族で流れ星観察などいかがでしょうか。

1994年6月26日記

## —夏季大学講座内容③—

### 3. わかりやすい天気図の書き方と見方

財団法人 日本気象協会北海道本部 光永 佳津実

#### 1. 天気図の利用

新聞の簡単な天気図でも日本の数ヶ所の天気や風向・風力などが載っており、高気圧や低気圧、前線の位置などで大まかな天気の移り変わりがわかります。

さらに前の日や前々日などの天気図と比べると、低気圧の経路や発達の程度、高気圧や前線の移動、天気分布の変化などがわかってきます。過去から現在までの様子がわかれれば今後はどうなるか、ある程度推定することができます。し

かし、皆さんが自分なりに天気を予想する場合は、半日遅れの簡単な新聞天気図よりも新しくて詳しい天気図を入手する必要があります。

それにはラジオの気象情報を聞いて自分で天気図を書くのが一番です。

最近のテレビの天気予報番組には、様々な情報が多くなり天気図が書けるほど力があれば天気番組も深く理解してさらに楽しく見る事ができ、自分なりに天気の予想ができるようになります。

#### (1) 気象通報について

NHKラジオ第2放送で行っている気象通報は1日3回20分間放送されています。その他、春山・夏山・冬山の登山シーズンにラジオたんぱから3000m付近の(700hpa)の高層天気図の放送も行っています。

NHK第2放送の気象通報は次のとおりです。

天気図の時刻	放送時刻
午前6時の天気図	午前9時10分～9時30分
正午の天気図	午後4時00分～4時20分
午後6時の天気図	午後10時00分～10時20分

気象通報の内容は、①全国の天気概況、②各地の天気、③気象庁海洋ブイ及び船舶の報告、④漁業気象の順となっています。

#### (2) 天気図用紙の知識

普通、気象庁や日本気象協会発行の天気図は、ポーラーステレオ図法による天気図で緯度1度が約110km、緯度10度が約1100kmに相当します。また、秋田付近に交差する経緯度線は北緯40度、東経140度です。北緯何度、東経何度といわれてもすぐわかるように太線を基準に覚え、通報される船舶の位置や高気圧・低気圧、前線、それに日本付近を通る等圧線の位置などを書き入れるときに必要になります。

なお、天気図を書く場合に必要なものは次のとおりです。

- \* 天気図用紙と下敷き代わりに使う表面のなめらかな厚紙。
- \* ラジカセ（できれば録音する）
- \* 水性ボールペンか細いサインペンと太めのサインペン

- \*鉛筆（H BかB）
- \*消しゴム（なるべく使わないようにする）
- \*色鉛筆（赤、青、高気圧は青、低気圧・台風は赤、寒冷前線は青、温暖前線は赤、閉塞前線は青と赤を重ね、停滞前線は赤と青を交互に書く）
- \*コンパスまたはデバイダー（高気圧・低気

## 2. 天気図記号と記入の仕方

### (1) 風向・風力

風向は風の吹いてくる方向で、吹いていく方向ではありません。ラジオの気象通報では図-1に示すように、風向を16方位で放送しています。つまり北北東から始まって時計回りに北東、東北東、東、東南東、南東、南南東、南、南南西、南西、西南西、西、西北西、北西、北北西そして北となります。

また、風向ばかりではなく高気圧や低気圧、台風などの進行方向にも使います。風力は空気の移動の速さを1秒間に何mという単位(m/s)で表します。

風は常に一定の強さで吹いているわけではなく、強く吹いたり弱くなったり強弱を繰り返し

ています。これを風の息といいます。普通、風速は10分間の平均風速で午前9時の風速とは午前8時50分から9時までの10分間の平均風速になります。気象通報では風速を13の階級に分けて風力で示します。

風力の書き方は地点を示す円に向かって風向の線を引き、それに風力に応じた矢羽根を付けますが、矢羽根はどの方向でも時計回りの方向側に付けます。風向によって逆に付ける人がいるので注意して下さい。また、風力7以上は反時計回りの方向から付けます。

この付け方は図-2の気象庁風力階級を参考にしてください。

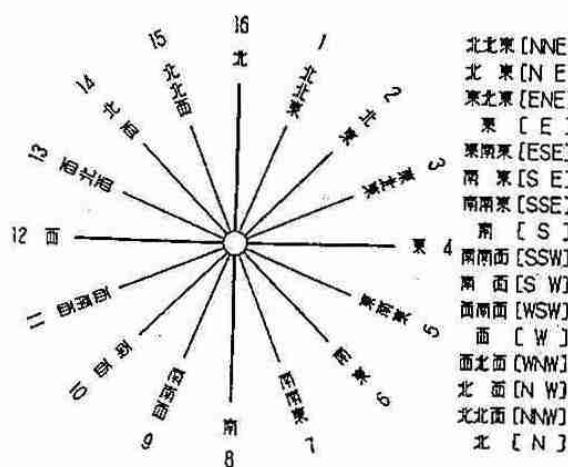


図-1 風向き (16方位)

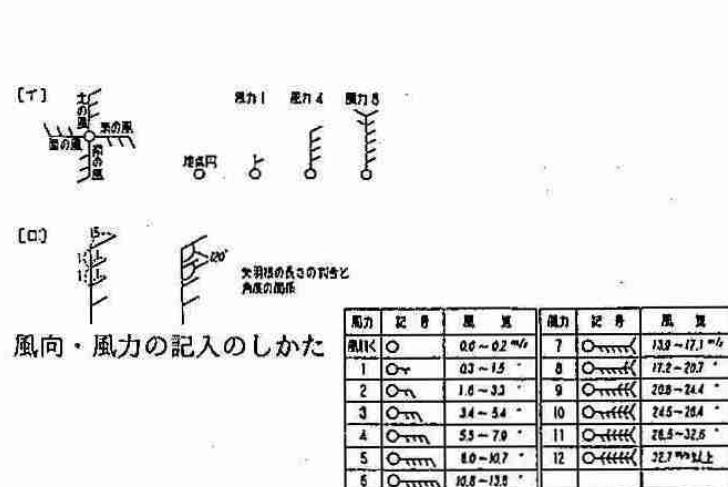
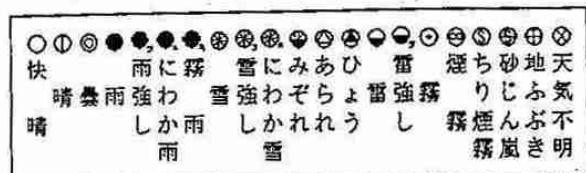


図-2 気象庁風力階級

## (2) 天気記号の種類

普通、天気図にでてくる天気記号は、晴、曇、雨、雪くらいですが実は天気図に使われる天気記号は下記21種類もあります。



## 〔上記天気記号の意味〕

快 晴	雲量（雲のないときを0、全天に雲が広がっているときを10）が0～1
晴	雲量が2～8
曇	雲量が9以上
みぞれ	雨と雪が同時に降るとき
あられ	主に不透明な凍った水滴で、直徑が2mmから5mm位のもの
ひょう	氷の小粒またはかたまりで、あられより透明で直徑5mmから50mmまたはそれ以上のもの
雷	観測の前10分以内に雷が鳴っている場合で、降水を伴う場合と伴わない場合も含まれる。
霧	極めて小さな水滴が大気中に浮遊する現象で水平視程が1km未満のとき
煙 霧	ばい煙や細いちり、排ガスなどが空中にただよって見通しを悪くしている現象で、水平視程が2km未満のとき
ちり煙霧	風に吹き上げられた塵（黄砂など）が風が収まったあとで浮遊している現象のとき
砂じん嵐	ちりまたは砂が強い風のために異常な高さに激しく吹き上げられる現象のとき
地ふぶき	一度降り積もった雪が、風のた

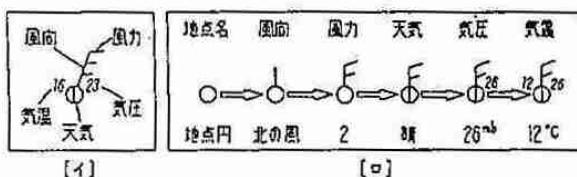
めに地面から吹き上げられる現象のとき

霧 雨	極めて多数の細かい水滴（直徑0.5mm未満）だけが、かなり一様に降っているとき
不 明	観測のなかったとき、データの入電がなかったとき

## (3) 気圧と気温

最後に気圧と気温を記入します。気象台や測候所で観測された気圧は現地気圧といつて観測所の場所の標高によって差がでてきます。気圧は大気（空気）の重さによる圧力ですから標高が高くなればなるほど気圧が低くなります。これでは等圧線は引けませんので大気の一番底に当たる海拔0mの所の値に補正された気圧を使用します。放送される気圧は1020hpa(ヘクトパスカル)とか992hpaというように、大体1000hpa前後の値で千と百の位の値を省略して2桁の数字だけを記入します。

気温は気圧とは逆に地点円の左肩の位置に放送されたままの数字を記入します。隣の地点の記号や数字と重なるような場合は少しずらして記入します。気圧と気温を逆に書いたり、まちまちに書いたりすると等圧線を引くときにまごつきますので決められた場所に記入するよう心がけて下さい。（なお、今回は気温の記入は省略します）



(i) 記入例 (ii) 記入の順序

### 3. 気象庁海洋ブイ及び船舶の報告

### (1) 気象庁海洋ブイ

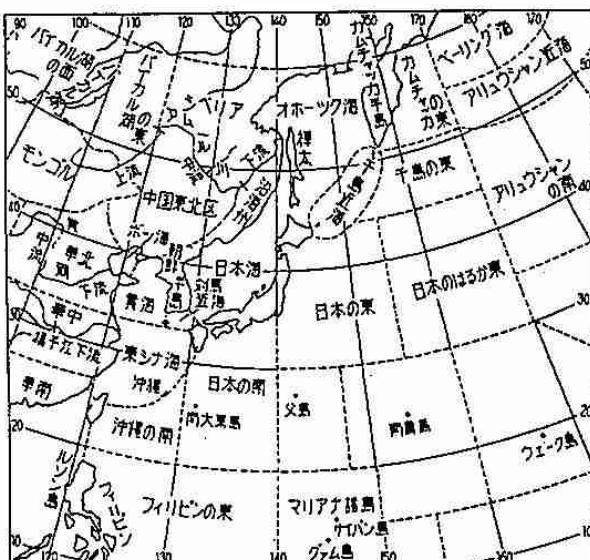
海洋ブイについては、天気図用紙に小丸で位置が印刷されています。なお、天気については放送される位置は次のとおりです。

ブイの位置	緯 度	経 度
関東東方の	北緯37度	東経146度
本州南方の	北緯29度	東経135度
東シナ海の	北緯28度	東経126度
日本海の	北緯38度	東経134度

## (2) 船舶の報告

記入の仕方は各地の天気と同じです。船の位置は海域名に続いて北緯何度、東經何度というように放送されます。慣れないうちは緯度経度でまごつきますが練習するたびに自然とその位置に手が動くようになります。

気象通報で使用される地名や海域名を図-3に示します。



## アジア太平洋域の地名及び海域名



図-3 極東地域の地名及び海域名

#### 4. 漁業気象

最後に漁業気象の放送になりますが気象通報はもともと電波の届く海域で操業する船舶などの安全のために放送しているもので、台風が発生している場合はまず台風の情報から放送します。台風がない場合は発達した低気圧や発達中の低気圧など注意や警戒が必要なものから順次放送します。また強風や濃霧の発生している場合はその海域を北緯・東経で示し船舶に注意を呼びかけます。次に高気圧の位置、最後に等圧線を北緯・東経で放送して終了します。

以上のように放送される気象通報を記号になおして天気図用紙に記入し、等圧線を書くわけですがテープに録音したり、新聞に載った最新の天気図でデータの少ないところの等圧線の曲がり具合などの参考にします。

#### 5. 前線や等圧線の引き方

##### (1) 前線の種類

前線には温暖前線、寒冷前線、停滞前線、閉塞前線の4種類があります。放送では前線やある等圧線の位置はいくつかの点（北緯・東経）で示され、その点を結んで引くわけですが直線ではなくなめらかにカーブした線で書きます。図-4に示すようにそれぞれの記号をつけます。前線は色鉛筆でも表現できます。

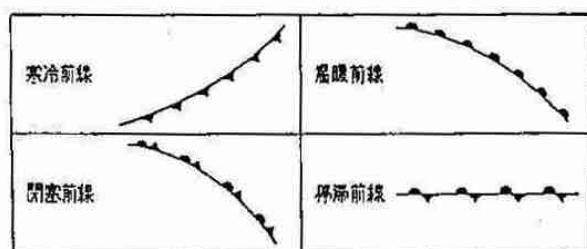


図-4 前線の種類と記号

##### (2) 風と等圧線の関係

風は気圧の高いところから低いところへ向かう空気の流れです。気圧の傾斜が急なところでは空気の流れ、すなわち風が強くなり穏やかな

ところでは風は弱くなります。一般的に言えることは風は地表や地物の摩擦の影響を受け、地上付近では弱く上空にいくほど摩擦がなくなつて強く吹きます。このようなことから風の観測は地上約10mのところで行うことになっています。また、海上ではこのような影響を受けないため風速は強くなり、風向は等圧線に沿うようになります。しかし、陸上では風は等圧線に沿って吹くのではなく、実際には地球の自転や空気の運動の摩擦などで日本付近では図-5のように15度から35度位右にそれで吹くことになります。陸上では地形の影響などもあって必ずしもこのような角度のとおりではありませんが風向によって等圧線に走る方向を知ることができます。

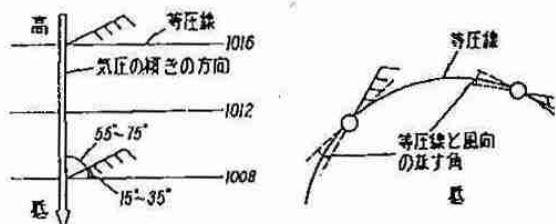


図-5 等圧線と風向の関係

#### 6. 天気図の仕上げ

さて等圧線が全部引き終わったら総仕上げをします。等圧線が凸凹していたらなおします。1000hpaの等圧線を基準に980, 1020hpaの線は太いサインペンで上書きします。そして図-6のような記号で仕上げます。前線の記号を色鉛筆で書く場合、温暖前線は赤色の線で寒冷前線は青色、閉塞前線は紫または赤と青色を重ねて引きります。停滞前線は赤と青色を交互に引きます。また高気圧は「高」または「H」と青色で書き、低気圧は「低」または「L」と赤で書き、それぞれの色で中心気圧も書きます。台風は「台」または「T」、弱い熱帯低気圧は「熱低」または「TD」と赤色で書き中心気圧も同じ色

で書き入れます。なお、当たり前のことですが天気図は数多く書くほど上達しこつがわかって天気図を書くのが楽しくなってきます。

名 称	記 号	進行方向	鉛筆の色
温頭前線	—●—●—●—	↑	赤
寒冷前線	▼▼▼▼▼	↓	青
閉塞前線	▲▲▲▲▲	↑	紫
併存前線	△△△△△		赤と青
高 気 圧	高 または H		青
低 気 圧	低 または L		赤
台 風	台 または T		赤
弱い熱帯低気圧	熱低 または T.D.		紫

図6 天気図に使用する記号

## 7. 天気図の見方

それでは最後に天気図の見方を勉強してみましょう。

低気圧が近づくと天気が悪くなり、高気圧に覆われると天気が良くなるのは知られていますがなぜでしょう？

まず下の図-7を見てみましょう。

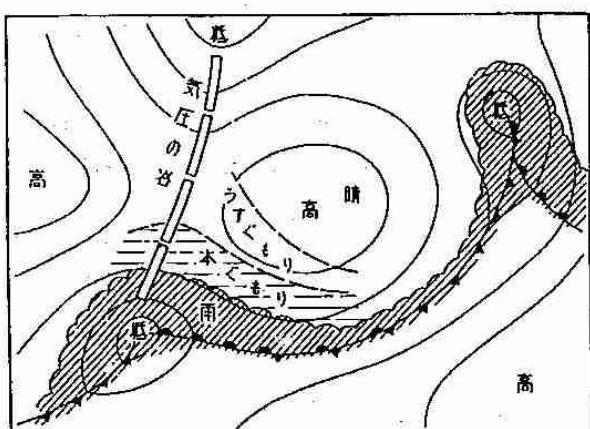


図7 移動性高気圧と天気分布

これは移動性高気圧の一般的な天気分布のモデルです。低気圧や前線の近くでは曇りや雨が降っていますが、高気圧の中心から東側では晴れています。高気圧の中心が通り過ぎるに従っ

て薄雲が広がり始め、次第に雲が厚くなってだんだん天気が悪くなり雨になっています。

気圧の低い所（低気圧）には気圧の高い所（高気圧）から水の流れと同じように空気が流れています。この空気の流れと同じように空気が流れています。この空気の流れが風です。そうすると空気の行き場所がなくなり、空気は上空の方へ逃げて行きます。このとき上昇気流が起こります。上昇気流によって起こる大規模な現象に入道雲（積乱雲・雄大積雲）の発達などがあります。

上昇気流によって上空に持ち上げられた空気は冷やされます。そうすると今まで空気中に含まれていた水蒸気が余ってきます。余って地上に落ちてきたものが雨と言う訳です。

では、気温が下がるとどうして水蒸気が余るのでしょうか。例えば気温が30°Cの時に含む事のできる水蒸気の量は1 m<sup>3</sup>あたり30 gですが、上空に上がって気温が0°Cになると4.8 gしか含むことができません。（飽和状態）つまり、これで25.2 gの水蒸気が余る事になります。風呂の中の水蒸気が水滴になったり、冬に窓などに起こる結露も同じ原理です。高気圧は低気圧と反対に下降気流が起こり一般的には天気が良くなります。このお話はまた次の機会にしましょう。

### 〈参考文献〉

「わかりやすい天気図の話」

財団法人 日本気象協会発行

「天気図の見方手引」

財団法人 日本気象協会発行

## 一夏季大学講座内容④一

# 4. 冷夏と暑夏

札幌管区気象台予報課 若原勝二

## 1. はじめに

1993年の夏は記録的な冷夏となり、農業関係だけではなく各産業界にも大きな影響を与えた。どのような背景で1993年の冷夏が発生したのだろうか？今までの北海道の夏の経過を見ると、数年に1度は平年より低い夏となっており、10数年に1度は大きな冷害に結びつく冷夏となっている。過去の冷夏の例と比較しながら、1993年の冷夏の特徴を見てみよう。最近数10年間の北海道の夏気温の経過には6年周期の規則正しいリズムがある、1992年からは低温期に入っている。冷夏に結びつく気圧配置はオホーツク海に高気圧が形成されて停滞することが多い。オホーツク海高気圧が停滞するとなぜ低温になるのだろうか？北海道の夏は本州に比べて短いが、日中の暑さは本州並になる。暑夏をもたらす太平洋高気圧についても、その構造を理解しよう。

大きな高気圧がどこにどのような勢力で発生し、どの位停滞するかで夏の天候が決まる。高気圧によって作られた気団（大きな空気の塊）は海面水温や水蒸気の影響を受けるため、高気圧から吹き出す風の向きによって北海道の天候が左右される。大きな高気圧の形成には地球をめぐる大気の大きな流れが関係している。冷夏に関連する偏西風の蛇行やエルニーニョ現象などについても解説する。

## 2. 北海道の夏の気候学的な特徴

気候を考える場合には気団の形成と気団から

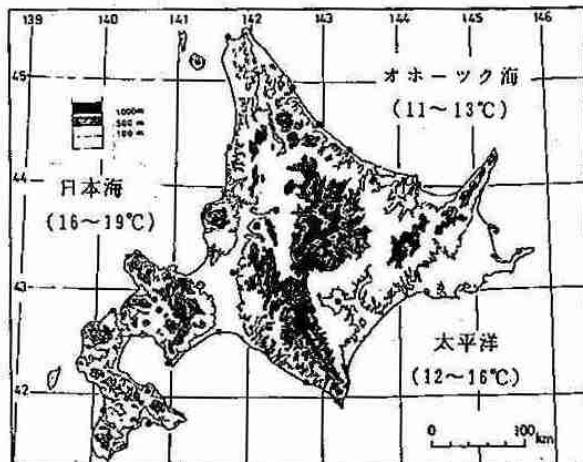


図1 北海道の地形図  
7月の北海道沿岸の海面水温の平年値

吹き出す季節風がその地域の地形によってどのような影響を受けるかを理解しなければならない。

北海道は3つの海面水温の異なる海に囲まれていて、脊梁山脈が中央部を南北に走っている

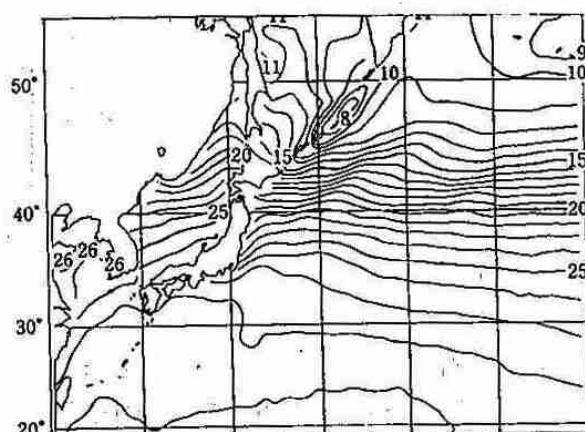


図2 8月の日本近海の海面水温平年値 (°C)  
(理科年表から)

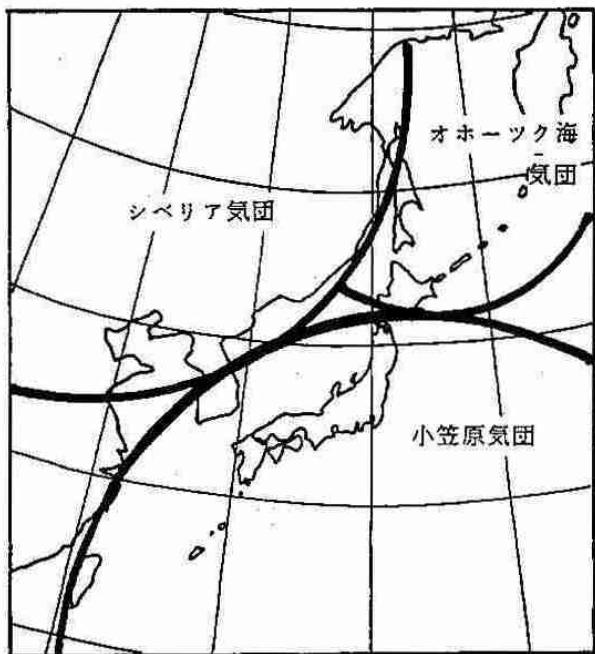


図3 北海道に影響する気団の発源地（図説気象学を参考）

（図1）。北海道沿岸の7月の海面水温の平年値は、オホーツク海が11～13度、太平洋が12～16度、日本海が16～19度となっている。

オホーツク海は冬期間海氷に覆われていて、四方が陸や島に囲まれているため各季節を通して他の海より海面水温が低い。

日本海側の沿岸は対馬暖流が北上しているので、海面水温が高く、太平洋側沿岸は親潮が南下しているので、日本海側より海面水温が低い。

図2は8月の日本付近の海面水温の分布である。太平洋側の海面水温の等值線が集中しているのは、北からの親潮と南からの黒潮が三陸沖から北海道の南東海上域で衝突しているからである。渡島半島西方海上とオホーツク海の海面水温には8～10度の差がある。風向きによって、北海道の気温が海の影響を大きく受けることが分かる。

北海道の夏に影響を及ぼす気団は、オホーツク海気団と小笠原気団である（図3）。この両方の気団の影響を受け易いことから、北海道の夏の気温の変動は日本の中でも1番大きい。図4は日本の各地方ごとの標準偏差の分布である。

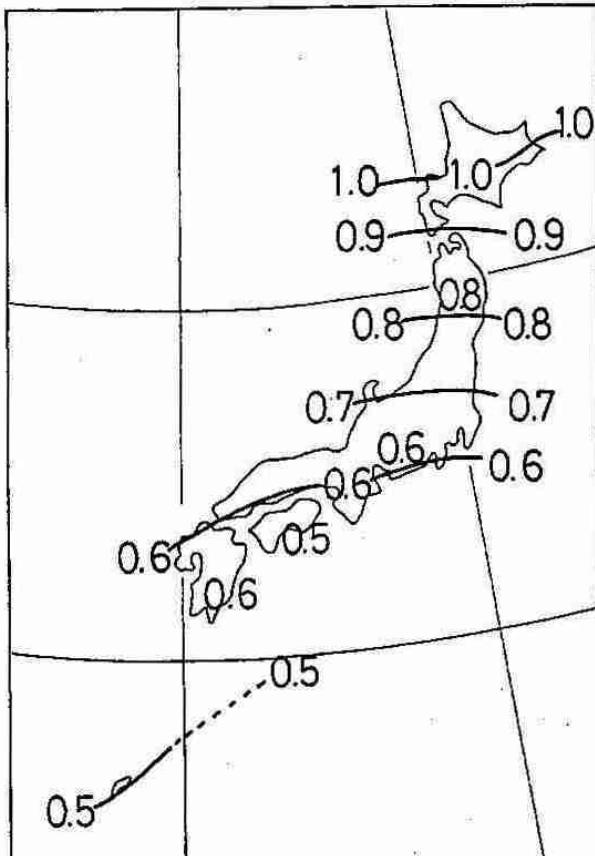


図4 日本の夏気温（6～8月）の標準偏差分布

る。北海道の標準偏差は1℃で0.5℃の西日本の倍である。オホーツク海気団や北からの寒気の影響を受ける北日本ほど気温の変動が大きいことを示している。

気団の形成には高気圧が関連している。大陸や海洋のように1000km以上に渡って一様な性質を持つところでは、空気が1週間以上停滞する事により、特有の性質を持つ一様な空気の塊が出来る。これを気団という。空気が1週間以上停滞するのは高気圧の中が適当である。低気圧の場合は寒気と暖気が衝突して渦が生じるので、空気が一様にならないのである。

高気圧の中は空気が下降しているので、地面や海面の状態と同じように一様になり易い。したがって気団は大陸か海洋に出来た高気圧の中に作られる。

オホーツク海高気圧が長期間停滞することによって、オホーツク海気団が作られる。偏西風

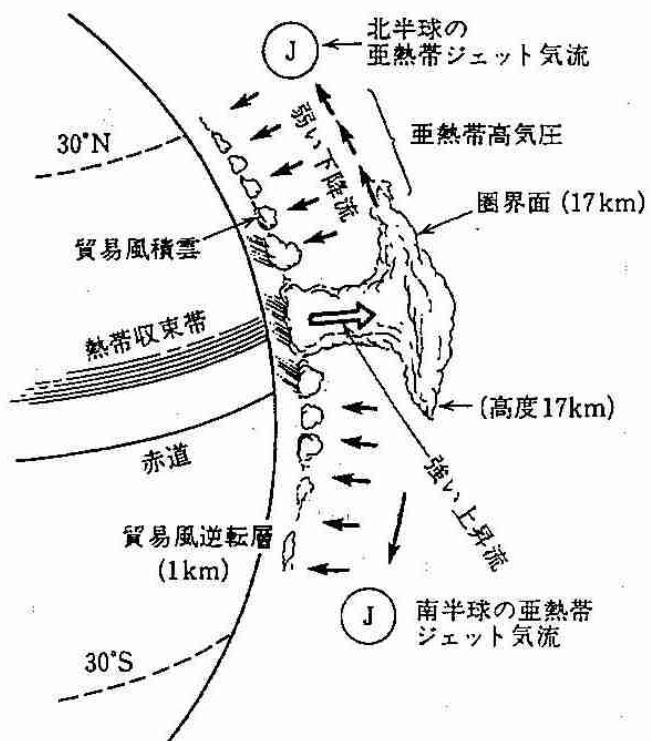


図5 太平洋高気圧の強まりに関連する大気の大循環（気象の教え方学び方から）

の大きな蛇行の山の部分が東シベリアからオホーツク海北部に現れると、地上でもオホーツク海高気圧が作られる。この高気圧が覆っているオホーツク海は冷たい海なので、下層の空気は海面水温と同じ様な温度になる。

小笠原気団は太平洋高気圧によって形成され

る。太平洋高気圧は大気の南北循環が関連している。つまり、熱帯で加熱された空気が対流圈上部を北へ向かって流れ、中緯度の下降域に亜熱帯高気圧帯を形成する（図5）。この高気圧の西の部分が小笠原気団になる。熱帯の対流活動が活発になればなるほど、太平洋高気圧が強まるわけである。この対流活動は熱帯の海面水温が関連している。この海面水温が大規模に変動するのがエルニーニョ現象である。

オホーツク気団は低温・冷湿、小笠原気団は高温・湿潤な性質を持っている。

### 3. 今までの夏気温の経過

1892年以降の北海道の夏気温（6～8月平均）

平年差の経年変化は図6である。点線は5か年移動平均の経過である。20数年と10数年の長い周期の変動と5～6年周期の短い変動が認められる。また、1960年代から1970年代半ばにかけては変動が比較的小さかったが、1940年代から1950年代半ばと1970年代から最近にかけては変動が大きくなっている。オホーツク海気団と小笠原気団の勢力争いの軌跡が夏気温の経過に現れている。それは主に偏西風の蛇行の状態と太平洋の海面水温の変動などが複雑に関連した作品ともいえる。

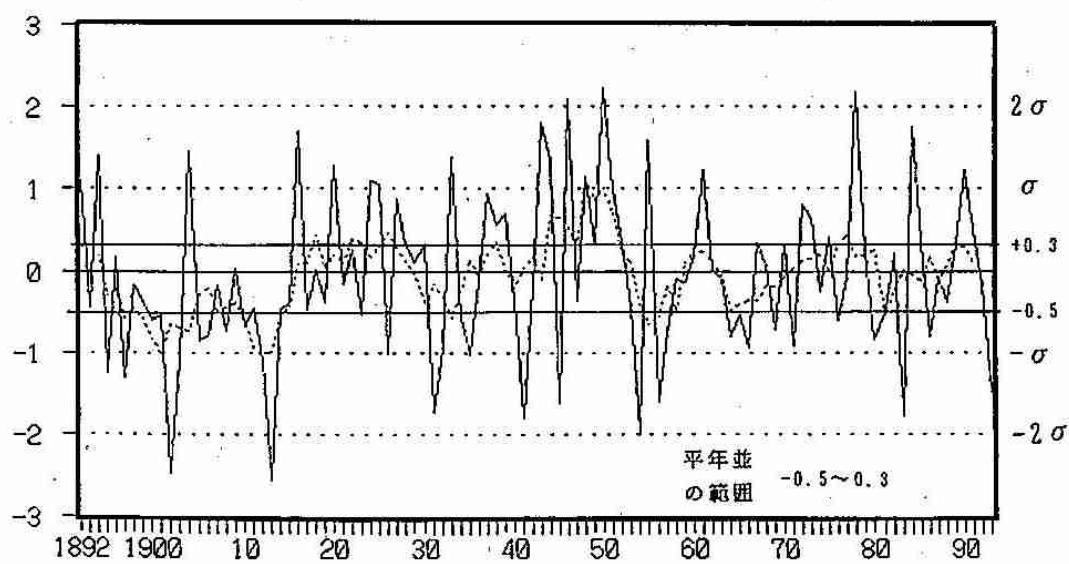


図6 夏気温（6～8月）の経年変化

$\sigma$ は北海道夏気温の標準偏差（1°C）

1993年の夏気温は22地点のデータが整備され、た1946年以降低い方から第4位であった。夏気温の平年並の範囲は平年偏差が-0.5~+0.3の中に入った場合で平年並の年が如何に少ないかが分かる。夏気温の階級は表1参照。

表1 北海道夏気温(6~8月)の階級

かなり高い	1.3°C 以上
やや高い	0.4~ 1.2
平年並	-0.5~ 0.3
やや低い	-0.8~ -0.6
かなり低い	-0.9°C 以下

注：1961~1990年までの30個の夏気温を小さい順に並べ、それを順に3個・6個・12個・6個・3個の5つの群にわけて、群の境界の値に基づいて階級区分値を決めた。

1946年以降の夏気温から見るとほぼ10年に3回は低温（夏気温の平年差が-0.6度以下）になっている。しかし、1993年のような冷害に結び付く強い低温は10数年に1度の割合でしか発生していない。1890年代後半から1910年代前半

の長期間の低温は明治凶作群といわれている。

ある気象要素の値が標準偏差の2倍以上になった時、異常気象に結びつくといわれている。北海道夏気温の標準偏差は1°Cなので、±2°C以上の回数は100年の中で、それぞれ3回ずつとなって、ほぼ30年に一度の割合で発生していることが図6から分かる。冷害は気温や日照時間・降水量・風などの気象要素の他に農業技術の向上や天候に対する対応のあり方などが効いてくるので、その程度については詳細な分析が必要と思われる。

#### 4. 1993年の冷夏と1978年の暑夏を比較する。

11地点の半旬データが整備された1951年以降の6~8月の気温で冷夏年と暑夏年の上位5位までを選ぶと図7のようになる。

冷夏年と暑夏年の気温経過の異常な状況は連続型、周期型、山（谷）型とこれらの複合に分けられる。気温経過にはそれぞれの偏西風の動向が関連している。冷夏年と暑夏年の偏西風の

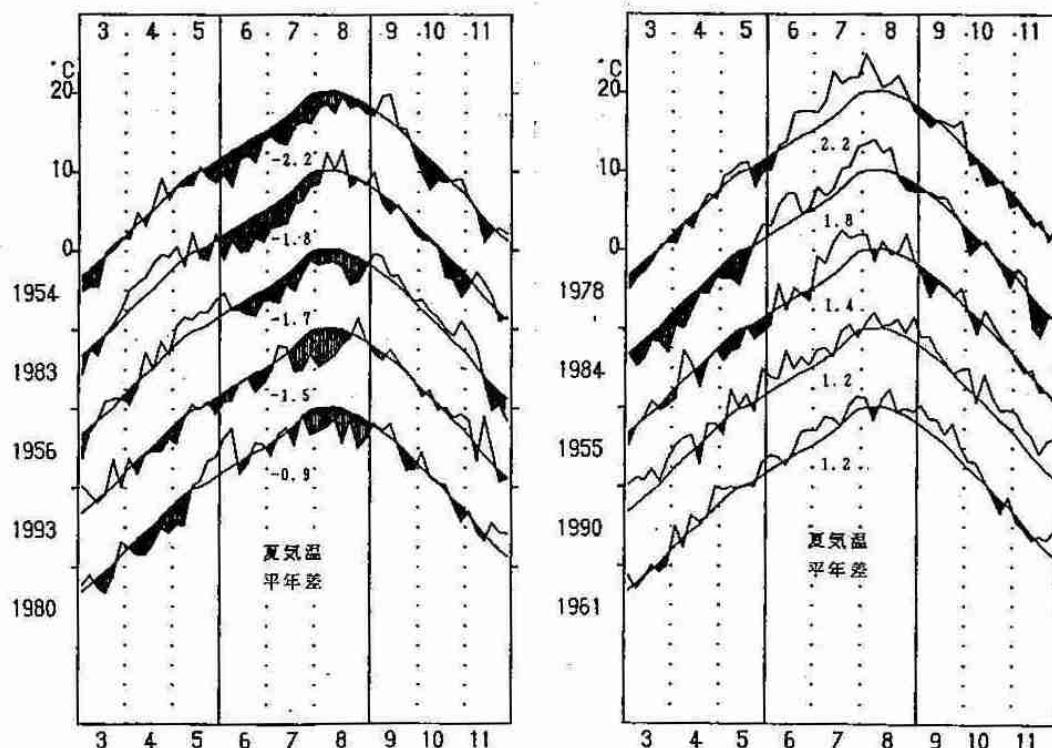


図7 冷夏年と暑夏年の半旬別気温経過(1951年以降1位から5位まで)  
中の数字は夏気温の平年差

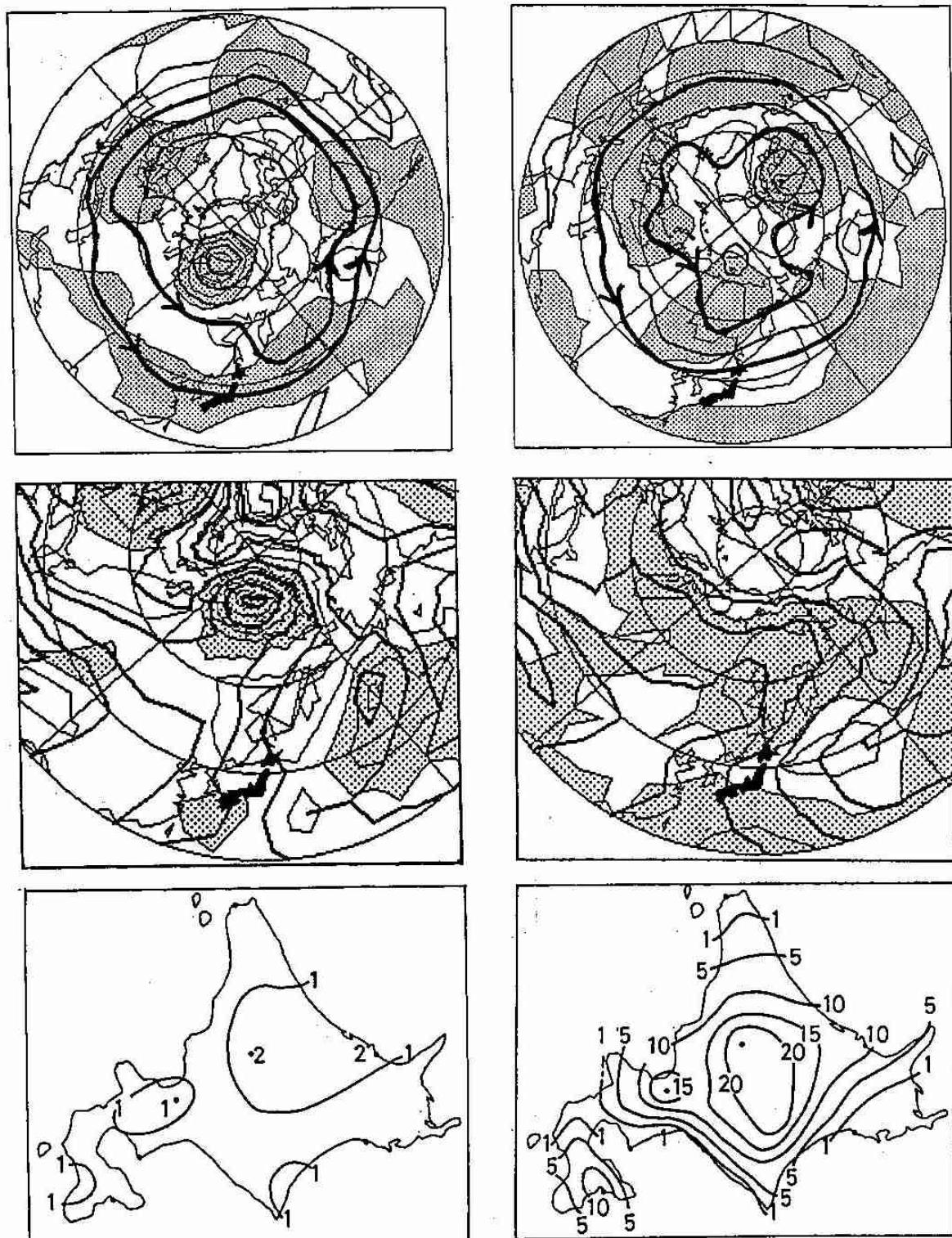


図8 冷夏年と暑夏年の偏西風の流れと地上の天気図・北海道の真夏日日数

上：7月の500hpa天気図（左は1993年、右は1978年）、陰影部は平年より高度の低い領域、太い実線は偏西風

中：7月の海面気圧の平均図（左は1993年、右は1978年）、陰影部は平年より気圧の低い領域、太い実線は等圧線

下：真夏日日数（左は1993年、右は1978年）

流れや地上の気圧配置などを比較してみよう。

冷夏年は1993年、暑夏年は1978年を選んだ。

(1) 冷夏年1993年(図8の左) : 500hpa天気

図(図8左上)の特徴は2段の偏西風が北海道を挟んでいる。北系の偏西風が東シベリアからオホーツク海で北に凸になって蛇行していた。この気圧の峰に対応して地上(図8左中)ではオホーツク海高気圧が形成された。日本を含む中緯度帯は広く高度の負偏差域(陰影部)となっていて、本州は梅雨前線が停滞しやすい状況であった。海面気偏差図からはオホーツク海の気圧が高く太平洋高気圧の張り出しが弱くなっていた。全道気象官署の真夏日(最高気温が30℃以上の日)は1~2日(図8左下)とほとんど真夏がなかった状況であった。

1993年の春から秋にかけての気象・海象的な状況が平年に比べて著しく異なった点は次の7点が挙げられる。

- 流氷終日(沿岸から氷が最後に見えた日)が遅く、オホーツク海側では1か月遅れ。
- 北海道近海の海表面温は春から連続して低温。
- オホーツク海高気圧から吹き出す東風が強い。
- 6月は記録的に日照時間が少なく、太平洋側では大雨。
- 4~8月にかけて連続して月平均気温が低い。
- 盛夏期(7月下旬から8月中旬)は記録的低温、帯広・岩見沢の真夏日(最高気温が30℃以上の日)はなし。
- 台風の接近数は3個(平年1.2個)

(2) 暑夏年1978年(図8の右) : 500hpa天気

図(図8右上)の特徴は2段の偏西風が共に北海道の北を流れている。北海道を挟む高度の偏差パターンは冷夏年とは対象的に北海道の北に負偏差域、南東で正偏差域となっている。海面気圧の偏差図(図8右中)は日本の東海上から北日本に太平洋高気圧が張り出すようになって

いた。

真夏日日数(図8右下)は平年の倍以上で、内陸では20日以上もあった。

冷夏・暑夏年の特定日の盛夏期の地上天気図と日最高気温の分布、上空の気温・風を比較したのが図9である。冷夏年は日中の気温の低い日、暑夏年は特に暑い日を選んだ。

(3) 冷夏年の例: 1993年8月1日(図9左上)

オホーツク海には高気圧が停滞していて、日本海から低気圧が北緯40度線を東進してきた。北海道は低気圧による雨や曇の天気で、オホーツク海高気圧から吹き出す東または北東から冷たい気流がオホーツク海側や太平洋側に入っていた。一方、太平洋高気圧は日本の遙か南の海上にあって、日本には張り出していない。日本の南岸には梅雨前線が停滞していた。

この日の北海道内の最高気温(図9左中)は太平洋側やオホーツク海側で15度前後と平年よりかなり低く、この地方では平年の最低気温より低い状況であった。近海の海面水温は平年より低く、太平洋側では平年より3~5度低い状態であった。ただし、山越え気流でフェーンの効果の現れた日本海側では20~25度となっていた。それでも札幌は平年より3.5度低い23.6度であった。

(4) 暑夏年の例: 1978年8月3日(図9右上)

太平洋高気圧が日本の東海上から日本付近に張り出し、その縁を台風が北海道付近に接近する状況であった。太平洋高気圧におおわれる効果と台風自体が持っている熱帯気団の影響を受けて、北海道も猛暑となった。山越え気流となる北海道の中央部を中心に最高気温(図9右中)が30~35度に達し、札幌の35.2度は8月の記録となった。北海道近海の8月の海面水温は1993年より4~5度高い状況であった。

2つの事例の半旬毎の気温経過は図9左下のとおりである。

2つの事例の札幌上空の状態(図9右下)は1500m(850hpa)付近まで10度以上の気温差

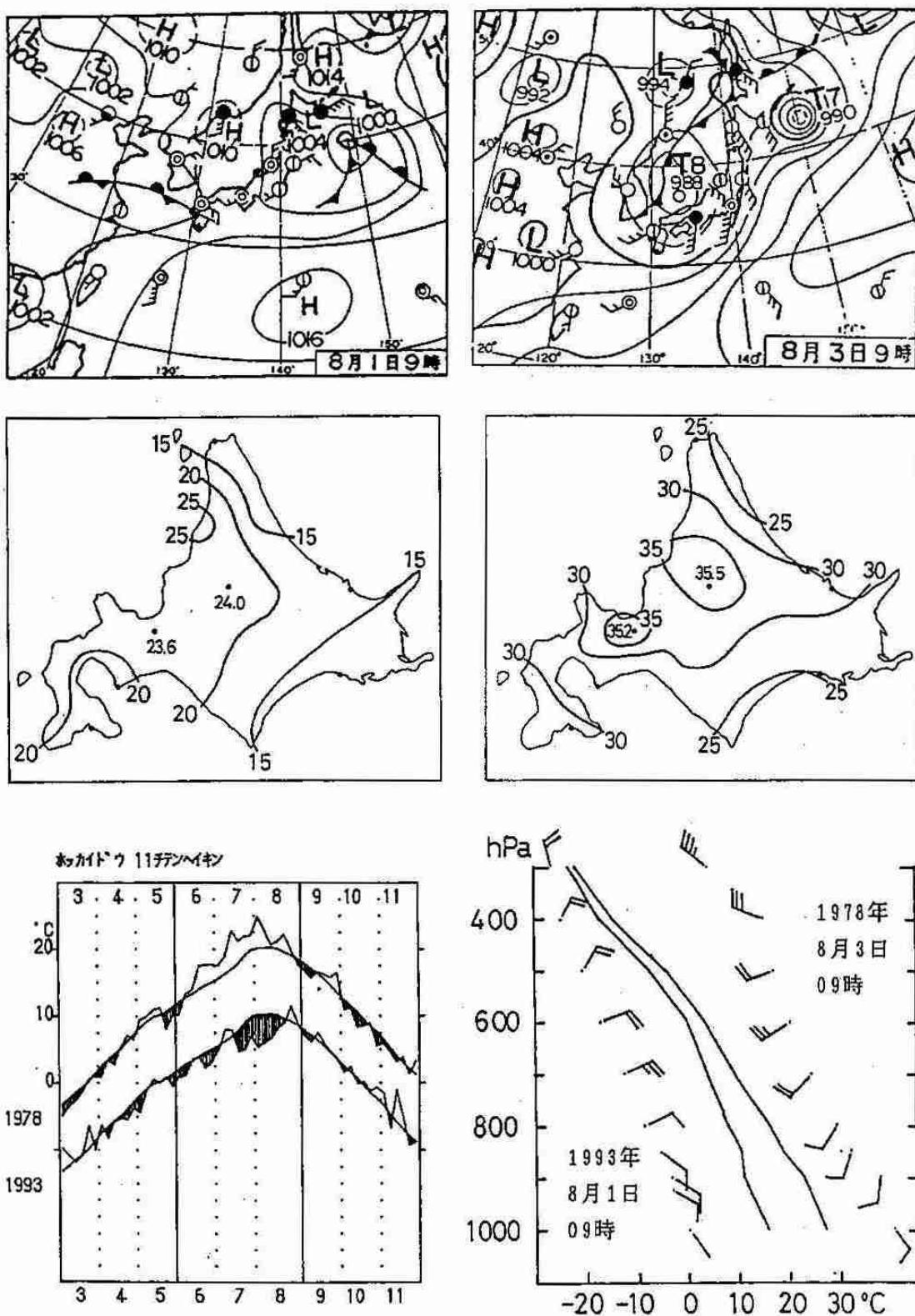


図9 冷夏年と暑夏年の地上天気図と日最高気温の分布、札幌上空の気温・風

上：地上天気図（左は1993年8月1日9時、右は1978年8月3日9時）

中：最高気温分布（℃）（左は1993年8月1日、右は1978年8月3日）

下：左は1978年と1993年の半旬別気温経過、右は札幌上空の気温・風

があり、上空になるほどその気温差が小さくなっている。北海道内の最高気温の差も10~15度となっている。1993年は大気中層(500hpa, 5700m付近)まで東風が卓越しているが、1978年は南または南西の風となっている。このように気温や風からも気団の違いが顕著に表れている。

## 5. 冷夏年と暑夏年の大気の流れについて

1993年の夏は、なぜこのように低温になったのだろうか？

これは、北海道だけの現象ではなく、日本全体を含む地球規模で発生した異常気象に関連している。異常気象は地球をめぐる大きな大気の流れ(偏西風)と大気に接している海からの熱や水蒸気のやりとりに深く関わっている。

図10は1993年冷夏が発生したときの大気の流れと地上の気圧配置・熱帯の海面水温の状況を模式的に示したものである。

日本国内では1954年以来の低温になって、梅雨明けが出来ないほど、梅雨前線が長く停滞したり、台風の接近・上陸は平年より多く、本州は記録的な大雨になった。世界的には西シベリ

アやアラスカの高緯度で高温となり、中国東部から日本にかけての低温多雨、アメリカ合衆国北西部が低温多雨となって、ミシシッピー河流域で記録的な大洪水となった。

オホーツク海高気圧は北半球をめぐる大気の流れが大きく蛇行してオホーツク海付近に気圧の峯が形成された時に発生し、しかも一度発生するとなかなか消滅しない特性を持っている。一方、太平洋高気圧は熱帯海洋の海面水温の分布状況に関連している。1993年の夏はエルニーニョ現象が発生していたので、日本のはるか南海上の熱帯の海面水温が低く、このような時は太平洋高気圧の勢力が弱いか中心が東に移動する。太平洋高気圧が弱いと真夏でも台風が日本に接近しやすくなり、停滞している梅雨前線と関連して悪天を持続させることになる。

火山の大噴火後2~3年は地球上の気温に影響を与えると言われているので、1991年のフィリピンのピナツボ火山の大噴火の影響も関連していたのかも知れない。

1993年の夏はこの梅雨前線北側のオホーツク海高気圧の冷たい気団の中に北海道がずっと

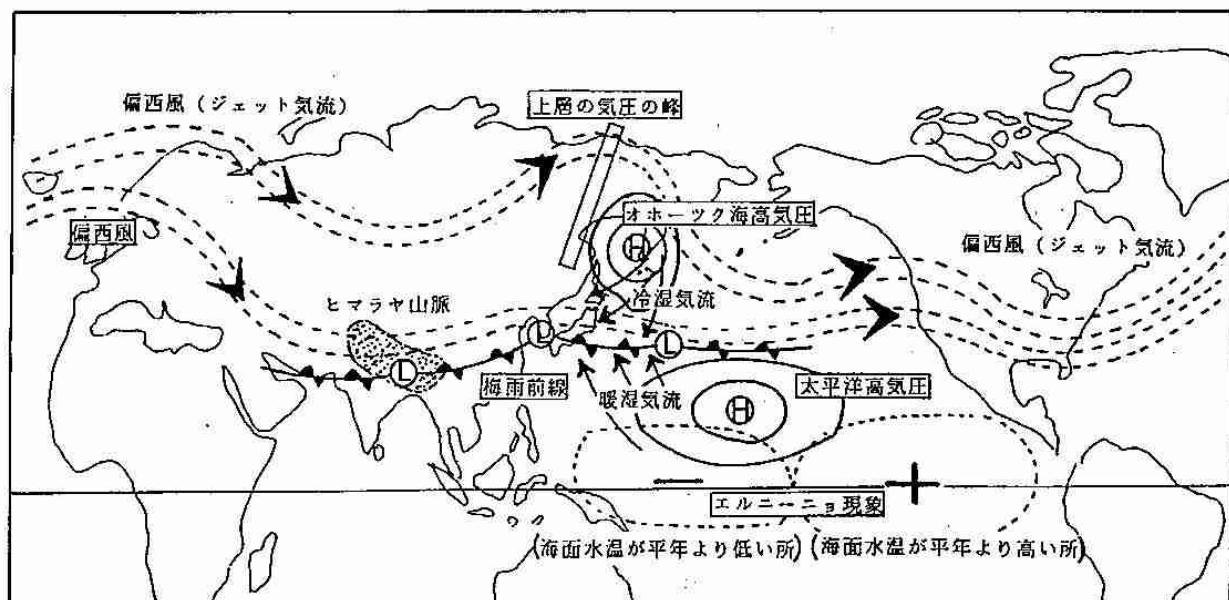


図10 1993年冷夏が発生したときの大気の流れと海の状態を示す模式図

入って、低温になったのである。

暑夏年の模式図は省略したが、冷夏年の特徴や暑夏年の1978年を参考にしてイメージが作られると思う。

## 6. おわりに

北海道の短くて貴重な夏について理解ができるだろうか。

1つ1つのデータの組み合わせから現象の姿が見えてくるものである。四季を通して、さまざまな大気現象が発生するのが北海道の特徴だから興味を持った現象から天気図を描いたり、グラフを描いてみると大切である。

異常気象を予測することは大変むずかしい。大気自身が持っている不安定な性質と共に、まだ、メカニズムが解明されていない偏西風の蛇行やエルニーニョ現象・大陸の積雪面積の変動など大気を囲む外側の状況が深く関連しているためである。

## 用語の解説

**偏西風**：極を中心に西から東に向かって吹く帶状風。平均的には赤道付近と極付近の下層部を除く対流圏は偏西風域である。偏西風の中で集中して吹いている帶状の非常に強い風をジェット気流という。ジェット気流は通常10km位の上空に強風の軸があり、中心の風速は寒候期には50～100m/sに達する。

**エルニーニョ現象**：東太平洋のペルー沖から中部太平洋の赤道域にかけて、2～7年おきに海面水温が平年に比べて1～2℃、時には2～5℃も高くなり、1年から1年半程度継続する現象をいう。

**異常気象**：その地点、季節として出現度数が小さく平常的には現れない現象または状態。統計的には30年に1回以下の出現率の現象。その要素が標準偏差の2倍以上の値になった場合が該当する。

## 参考文献：

名越利幸・木村龍治, 1994 : 気象の考え方学び方, 東京大学出版会

国立天文台編, 1994 : 理科年表, 丸善株式会社  
能沢源右衛門, 1991 : 気になる気象の話, 成山堂書店

高橋浩一郎, 1988 : 気象なんでも百科, 岩波書店

小倉義光, 1984 : 一般気象学, 東京大学出版会  
根本順吉ほか, 1982 : 図説気象学, 朝倉書店

—気象講演会雑感—

平成5年度北海道支部気象講演会

札幌管区気象台 澤田可洋

(現 仙台管区気象台)

6月の理事会で、今年は気象講演会を開催することになる、従来から地方で開催してきているが講演担当理事としての準備はいかが、とのご質問。準備どころか計画すら手持ちなし。アタフタと各理事、各幹事にご意見などをいただきはじめた（ご迷惑かけました）。

時期は秋～初冬、規模は聴衆200人、気象官署に開催の可能性を打診など、原案のまたその下案をまとめました。アタリをつけた官署では他に講演会を開く予定がある、などでOKがとれない。地方開催が多い他の学会との共催（というよりオンブ）も日程などによりギブアップ。こうして地方での開催を早々と断念した。

さて、札幌での開催となると省力を図るため（手抜きではナイ）カンパ方式はやめて手弁当方式でやれないうか、テーマは昨冬はツルツル路面が話題になったことでもあり冬を控えて雪にしばろう、講師は一般の人が疲れないよう4人より3人が良かろう、夕飯の準備に帰れるように夕方で終わる、市やマスコミの名義協賛をもらう、予算はできるだけ控えめに、との原案が各理事、各幹事のご意見などにより8月末になってほぼ定まってきた。

秋の学会ラッシュの合間と会場が空いている日により開催日は自ずから決まり、9月になって3人の講師にもお引受けいただき、各講演の内容も固まってきた。協賛の各機関を回ってポスターやビラを配布し、広報もお願いし、会場の大きなビラは気象台の書の腕のある人（案外いるものである）に依頼し、受付には男性だけではイメージが固い（悪い）など、かなり具体的になってきた。ポスターは若い人のセンスあふれるイラスト入りであったが、色をもっと欲しいところである。だが、これも緊縮財政にしては某担当官の値切りの効果も加わり見事なできばえであった（と言っていただきたい）。

こうして公になった気象講演会の内容は次のとおりである。

日 時 平成5年11月11日 13時30分～16時20分

会 場 かでる2.7大会議室

テ マ 札幌の冬の気象 一冬に備えて賢くなろう一

講師、講演題目 札幌管区気象台 久保 一夫氏

北海道の冬の気象特性

北海道大学理学部 菊池 勝弘氏

札幌周辺の雪の降り方積り方

日本気象協会北海道本部 竹内 政夫氏

冬の道路交通

さて、何と言っても観客動員数が不安である。今回は防災機関や学校などによる聴衆の“組織動員”がないのでマスコミや自治体の広報に頼るよりない。目標の8割で成功、いや7割で、とスレッショールドを甘くしていいよいよ当日。お客様が早々と集まつたのに会場ではまだ諸準備の最中。それでも定刻に開催となつた。進行役として会場を見てもかなりの入りであり、後で聞くと180人という。9割、これは大成功である、とホッ。

振り返って見ると、会場のマイクに若干不手際があったが、リハーサルを事前にする時間があれば問題は無かったのにと、時間厳守でより会場に入れなかつた方式（借料が格段に安価）が悔やまれる。各講師からは、気象現象、雪の状況、道路交通など札幌市民には関心の深い内容でお話いただき、参加者の質疑も熱心かつなごやかで知識欲を満たしたのではないかろうか。講師の皆さま、有難うございました。



なお、担当としては聴衆が少しでも増えればと思い知人に参加を呼び掛けたところ、当日は6人来てくれていた（その動員の内容は今年度最後の理事会の後の懇談会でご披露してある）。そして菊池先生も奥様はじめ近所の方々に来ていただいたとのことで、講師としてのご苦労のほかに、参加者数の目標9割達成にもご協力いただいた。ちなみに、私の動員者は大変に勉強になったと言っており、一般市民への気象知識の普及啓蒙という任務に一役買えたと自己満足している。

一時はどうなることかと思ったが、計画の段階から種々検討に参加していただいた理事、幹事の方々、準備と進行に力を惜しまなかつた気象台、気象協会、大学の皆さん、お陰様でこの大役をこなすことができました。心からお礼申し上げます。最後になりましたが、4月からは仙台で勤務しています。お世話になり有難うございました。

## —気象講演会内容①—

## 北海道の冬の気象特性

久保 一夫 (札幌管区気象台)

## 1. 初雪と根雪初日

北海道は日本列島の最北に位置しているため、一年を通して本州に比べ気温が低いのは当然であるが、大陸に近く位置しているために、冬は寒気団の影響を受け易く寒さは厳しい。

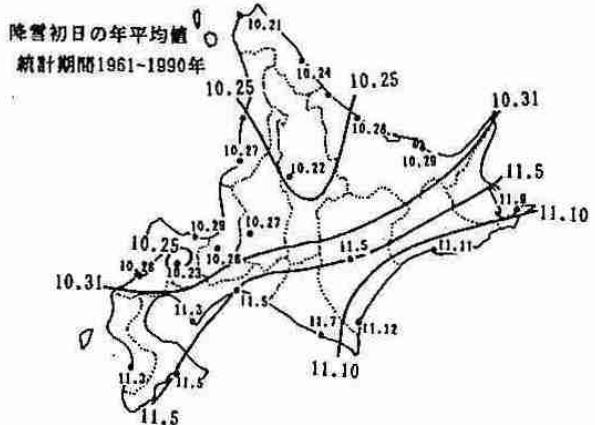
北海道の冬の季節現象を代表するものに初雪と根雪がある。晩秋を迎えると大陸から寒気団が南下してくると初雪を観測する所が出て来る。第1図は北海道における気象官署での初雪の平年値を示したもので、最も早く初雪を観測するのは稚内の10月21日、次いで俱知安の10月23日で、道北地方や俱知安周辺の多雪地帯では10月下旬半ばに初雪となっている。太平洋側は11月に入ってからであり太平洋側東部の海岸地方は11月中旬始めに初雪を観測する。

その後、寒気団の断続的な大陸からの南下で次第に雪の降る日が多くなりやがて根雪となる。気象官署では根雪のことを長期積雪と言い、次のように定義して統計している。

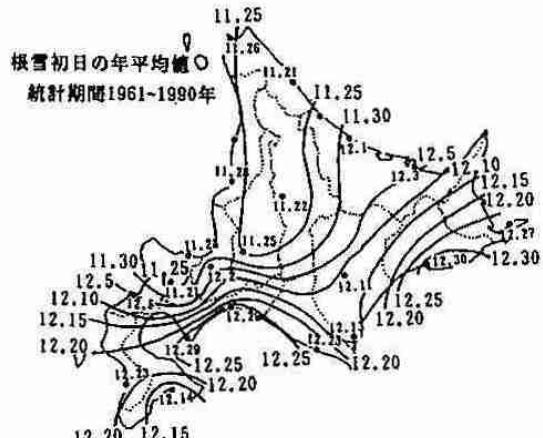
長期積雪とは積雪の継続期間が30日以上になる期間と定義している。但し、10日以上積雪の続く期間が2回以上ある時は、その間に雪が解けて積雪の無い日が5日以内ならば、その2つの期間を通じて積雪が継続したものとみなし、根雪期間として扱っている。根雪の始まりがいつ頃になるかは、屋外作業、スキー場開き、冬物商品の販売など経済活動や生活に大きな影響があるので関心が高く、11月半ばになると気象台への問い合わせも多くなる。第2図は根雪初日の平年値を示したもので、北見枝幸・俱知安が11月21日で一番早く、次いで旭川が11月22日である。札幌は12月2日、太平洋側は12月下旬になる所が多く、太平洋側東部の釧路は12月31日で最も遅い。

## 2. 積雪分布

北海道で大雪が降る場合の特徴をみると、北海道付近を通る低気圧前面の流れによる降雪・低気圧後面の流れによる降雪・季節風卓越時の降雪・季節風末期の降雪に分けられるが、大雪注意報・警報



第1図 初雪の平年値



第2図 根雪初日の平年値

が発表されるのは季節風時が多い。第3図は北海道内の最深積雪の平年値の分布を示している。積雪分布は地形による影響が強く、多雪地帯は北空知と美國周辺及び羊蹄山麓で2mを超え日本海側で多くなっている。これは低気圧前面の南西流、後面の北西流及び季節風に起因するものである。また、太平洋側の日高山系及び石狩山地から阿寒・知床山系にかけての1.2~1.6mの積雪は低気圧前面の南風系の流れに起因するものであるが、海岸地方は少ない。

### 3. 季節風

地上天気図で冬型の典型的な気圧配置に西高東低型がある。日本列島の西側、中国大陸やシベリアに中心を持つ勢力の強い高気圧があり、日本列島の東側、オホーツク海に発達した低気圧があって、日本列島全体が南北に走る等圧線に覆われる。気圧の傾きが急で、強い北西の季節風を伴う型であり、単に冬型と呼ぶこともある。11月下旬からこの冬型の日が急に増加し始める。

季節風時における日本海側の降雪機構は、大陸から寒気団が南下すると日本海から水蒸気や熱の補給を受けて成層の不安定度を増大し、活発な対流活動が生じて日本海側に多量の降雪をもたらすことである。第4図は850hPa面（高度1500m付近）が北西風時における北海道内の日照時間の分布を示したものである。日照時間を1時間未満を雪・1時間以上~3時間未満を雪時々晴・3時間以上~5時間未満を晴時々雪・5時間以上~7時間未満を晴・7時間以上を快晴と定義する。これによると日本海側と知床半島付近は3時間以下、特に石狩付近と桧山付近は1時間未満でこれらの地方は雪の降っている地域である。しかし、脊梁山脈の風下に位置する太平洋側では5時間以上で晴の地域が広がっている。第5図は850hPa面が北西風時における24時間降水量分布（1mmの降水



量はほぼ2cmの降雪に相当する)を示したものである。これによると日本海側の留萌中部・南部から北空知、石狩北部から南空知、後志は8mm以上(ハッチした部分)の地域であり、6mm以上の地域は日本海側で広く分布している。また、知床方面でも6mm以上となっており、北西の季節風による雪雲はストレートに知床方面に流入していることを現わしている。雪雲ほぼ850hPaの風に流されることが分かっており、降雪量の多くなる地域は風向や風速によって変化する。

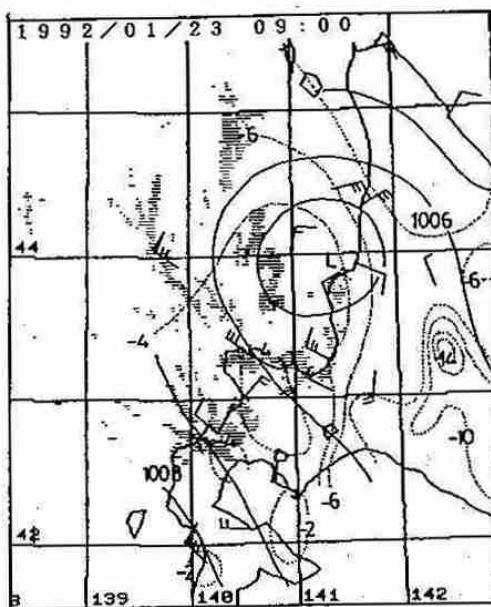
#### 4. 西岸小低気圧

西高東低の気圧配置が崩れ、いわゆる冬型が緩んだのに局地的な大雪や暴風雪に見舞われることがある。このような時は往往にして北海道の西海上に小さな低気圧が発生している。これを西岸小低気圧と呼んでいる。発生場所は一定していないが、発生した位置に名を冠して北から羽幌沖小低気圧・石狩湾小低気圧・寿都沖小低気圧・桧山沖小低気圧と呼ばれている。小低気圧の大きさは、閉じた等圧線の直径で数10~100km、寿命は半日~1日半程度、1月から2月の厳冬期に比較的発生しやすい。

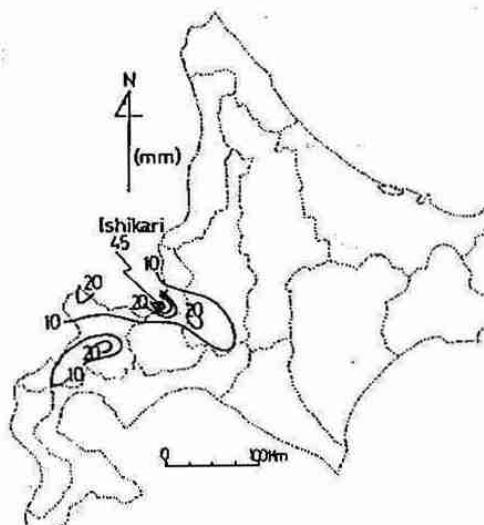
この小低気圧の発生機構は、主低気圧がカムチャッカ方面に進み、北海道付近の気圧の傾きが緩んだ時、850hPa面ではサハリンからオホーツク海南部及び沿海州南部から秋田方面に伸びる2本の寒気軸に挟まれた相対的暖域に小低気圧が発生し帶状の雪雲が形成される。この雪雲の高さは3km位・巾10~30km・長さ100~200kmで弧状を呈し、時には渦状として現われる。雪雲の流入した地域は局地的な大雪や時には暴風雪に見舞われる。

この小低気圧は主低気圧がカムチャッカ方面に位置することからカムチャッカ型に分類される。また、主低気圧がエトロフ島付近を通過あるいはこの付近で停滞する際、主低気圧の強い循環内で西岸に小低気圧が発生し弧状の雪雲が形成される。この小低気圧はエトロフ型に分類される。

第6図は1992年1月23日に発生したカムチャッカ型西岸小低気圧の事例である。小低気圧は留萌沖にあり、この小低気圧に廻り込む雪雲(陰影部)は石狩北部に流入している。第7図は23日の降水



第6図 小低気圧の事例



1992年1月23日00時~24時

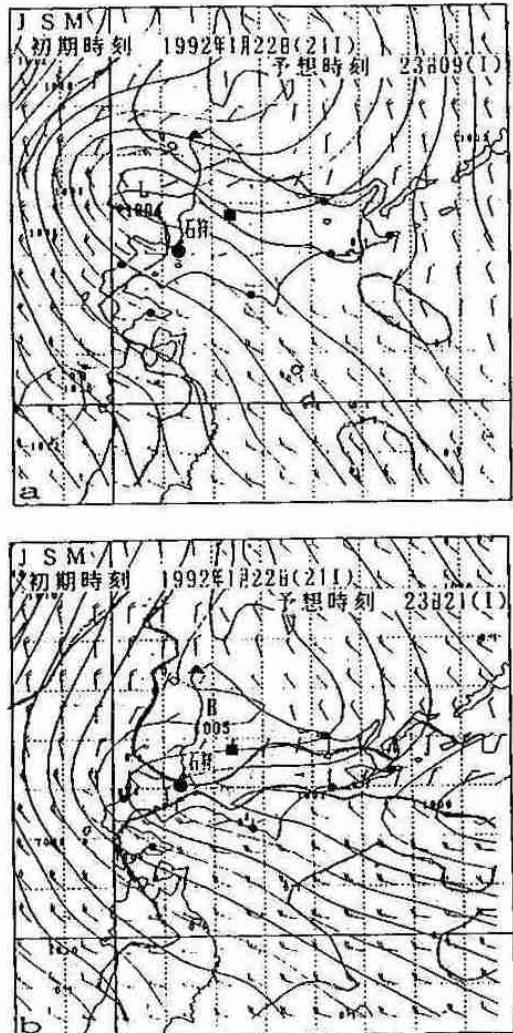
第7図 降水量分布

量分布で、降水域は帯状に分布しており、アメダス観測点の石狩で45mm、この約20km南に位置する札幌管区気象台では僅か3mmで極めて局地性の強いことを現わしている。

### 5. 西岸小低気圧の予想

大気の運動は流体力学や熱力学の法則によって説明することができる。そして、現在では高気圧・低気圧のような大体200~2000km程度の大きさを持った中・大規模現象については物理方程式を解くことによって十分実用的な精度で予測することが可能である。これを数値予報と言い、現在では1週間先までの天気予報ではこれが基本となっている。それでは、この小低気圧を数値予報ではどのように予想していたのであろうか。第8図 a, bは最も解像度の高い日本域スペクトルモデル（JSM）で22日21時を初期値とする12時間後（23日09時）と24時間後（23日21時）の予想である。詳細に見ると12時間後の予想は、第6図の実況図と比較すると小低気圧はやや沖合に予想されているものの可成の精度で予想されているが、しかし24時間後の予想では小低気圧は停滞していたにもかかわらず若干南に下げている。また、降水域及びその量的表現については十分ではない。現在の数値予報の予想精度は、大雪ポテンシャルの高い小低気圧が発生するかどうかは1~2日前に予想されるほど精度が向上しているが、しかし、どこに・どの程度の降雪量が・どの位継続するかを予想するには現用の数値モデルの解像度では不十分であり、その他の手法でも十分ではない。

気象庁では現在メソ量的予報技術の開発に努めおり、平成7年度末をめどに、向こう12~24時間・3~6時間単位で20kmメッシュの降雪量予想を面的に実施する計画で作業を進めている。



第8図 予想図 (JSM)

#### 参考文献

- 大川隆 1992 北海道の動気候 北海道大学図書刊行会  
 山本晃 1978 季節風の天気の現われ方 北海道管区気象研究会誌  
 菊地弘明・渡辺達夫 1979 北海道における冬季の降水分布の総観気候学的考察 北海道管区気象研究会誌

## 一 気象講演会内容②一

### 札幌周辺の雪の降りかた積りかた

菊地 勝弘（北海道大学理学部）

#### ❄ はじめに

北海道で、最も早く初雪のニュースが告げられるのは、きまって北海道の中央部、大雪山国立公園の中でも最も高い旭岳（海拔2,290m）です。山の初雪は、初冠雪といわれ、それから雪の便りは、1日に約60mの速さで山の斜面を下りてきて、麓まで達し、そこから日本列島を1日約25kmの速さで南下するといわれています。札幌では、手稻山の初冠雪がテレビ等で報じられます。

春の桜前線は、いつ頃到着するかといった期待感を持たせ、秋の紅葉前線は、そろそろ冬支度をといった何となくわびしい思いがする。そして初雪前線は、とうとう来るべきものが来たといった何か開き直りの感じさえ抱かせる。

札幌の初雪の日を気候表から調べてみると、10月31日だが、それからは、降っては消え、消えては降ったりして、実際に根雪になるのは、11月29日である。札幌を含む石狩平野の雪の降り方にはどんな特徴があり、また積り方はどうなのかを紹介しよう。

#### ❄ 天からの手紙

石狩平野の降積雪分布を理解するためには、先づそれぞれの雪の結晶の成長する温度や湿度、それに降ってくる速さ（落下速度）を知らなければならない。

雪の結晶が今日のように分類されたのは、1954年ハーバード大学から出版された北海道大学理学部の中谷宇吉郎先生の「Snow Crystals -natural and Artificial-」からである（図1）。中谷先生は、天然で観測される雪の結晶の多くを北大に設置された常時低温研究室の中で、兎の毛を核として人工的に成長させることに成功した。図2には代表的な雪の結晶の顕微鏡写真を示してある。その結果、結晶の形を決めるものは、主として温度と飽和度（湿度）であり、その組み合わせによって結晶が樹枝状六花のような板状になるか、角柱結晶のような柱状になるかを示すダイヤグラムを完成させた。

「雪は天から送られた手紙である」という中谷先生の言葉は、このダイヤグラムをもとに作られたものである。その後、このダイヤグラムは北大低温研の小林禎作先生によって温度と飽和水蒸気密度（湿度）による方がよいとされた（図3）。それによると、まず結晶が板状に成長するか柱状に伸びるかは、温度によって決まることを示している。つまり、

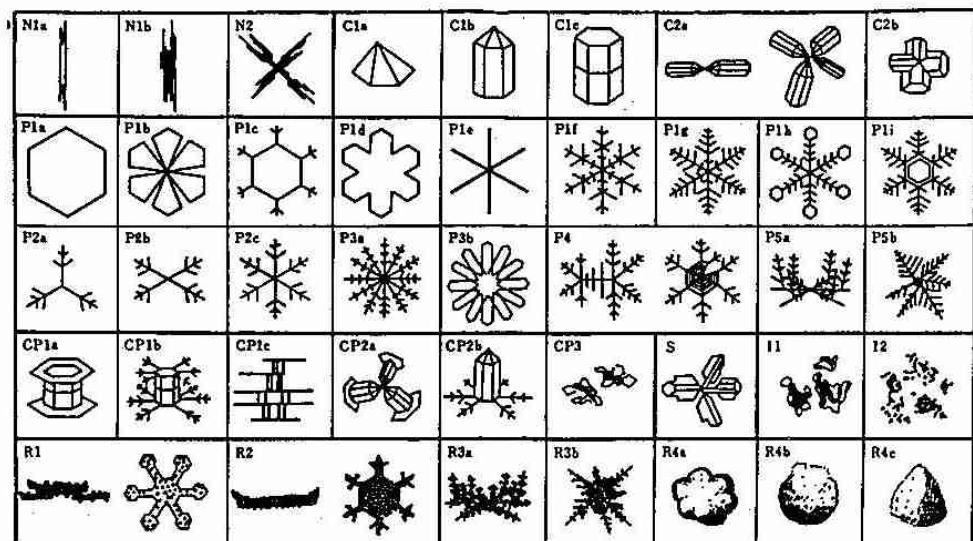


図 1. 雪の結晶の一般分類  
(Nakaya, 1954).

0 °C ~ -4 °C (板状)  
-4 °C ~ -10 °C (柱状)  
-10 °C ~ -21 °C (板状)  
-21 °C ~ -40 °C (柱状)

と変化する。

次に、湿度が高くなるにしたがって、成長は  
次のように変化する。例えば、-15°C付近では、

厚角板→骸晶厚角板→角板

→扇形→樹枝状六花

のように、厚い角板から、骨格だけからなる  
厚い角板、そして薄い角板となって、その角  
から扇形の成長がみられ、さらに湿度が高  
くなると、先端は樹枝状に変わるのである。一  
方、-5°C付近では、

角柱→骸晶角柱→鞘状→針状結晶

のように、小さな角柱の氷晶が、骨格が成長した角柱になり、さらに細長い鞘状や針状結  
晶に変わるのである。

I 針 状 結 晶 N	1. 単なる針	a. 基本の針
	2. 針組合せ	b. 基本の針の束
II 角 柱 状 結 晶 C	1. 単なる角柱	a. 角錐
	2. 角柱組合せ	b. 隠密型 c. 角柱
III 板 状 結 晶 P	1. 正規六花	a. 隠密組合せ b. 角柱組合せ c. 角板
	2. 三花四花系	d. 扇形 e. 広幅六花 f. 星状 g. 樹枝 h. 羊齒状 i. 樹枝付角板
IV 角 柱・板 状 結 晶 CP	3. 十二花	j. 三花 k. 四花 l. その他 m. 羊齒状十二花 n. 広幅十二花
	4. 異形	
V 側 面 結 晶 S	5. 立体集合	a. 立体六花 b. 立体放射状
	1. つづみ型	c. 角柱と角板 d. 角柱と樹枝 e. 複合つづみ
VI 雲 粒 付 結 晶 R	2. 平板付砲弾	f. 砲弾と角板 g. 砲弾と樹枝
	3. 不規則集合	(粉雪)
VII 無 定 形 I	1. 各種雲粒付結晶	
	2. 厚板	
VIII 疊 状 雪	3. 疊 状 雪	a. 六花状 b. 塊状
	4. 疊	c. 六花状 d. 塊状 e. 角錐状
IX 氷 片 状	1. 氷片状	
	2. 雲粒付無定形	

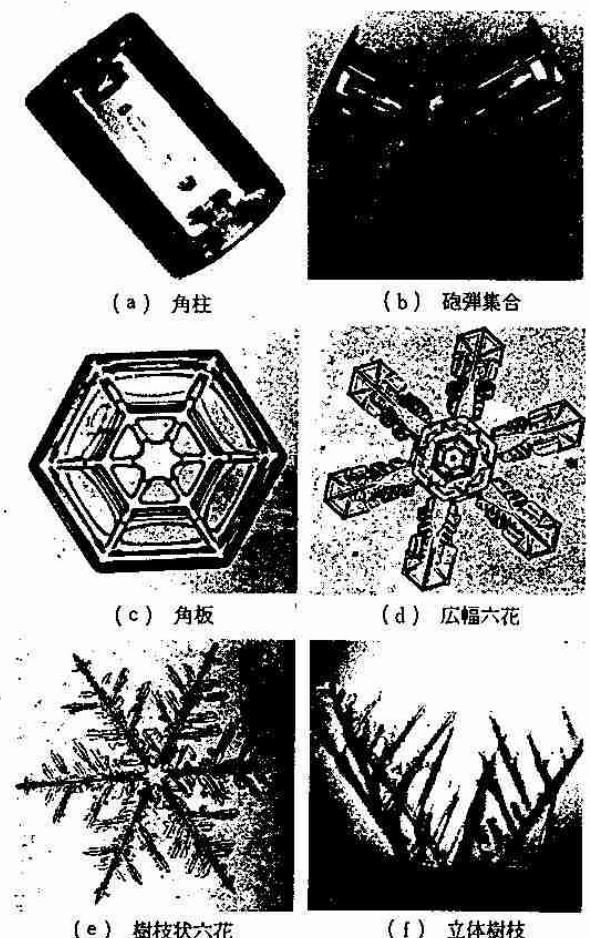


図 2. 代表的な雪の結晶の顕微鏡写真(菊地).

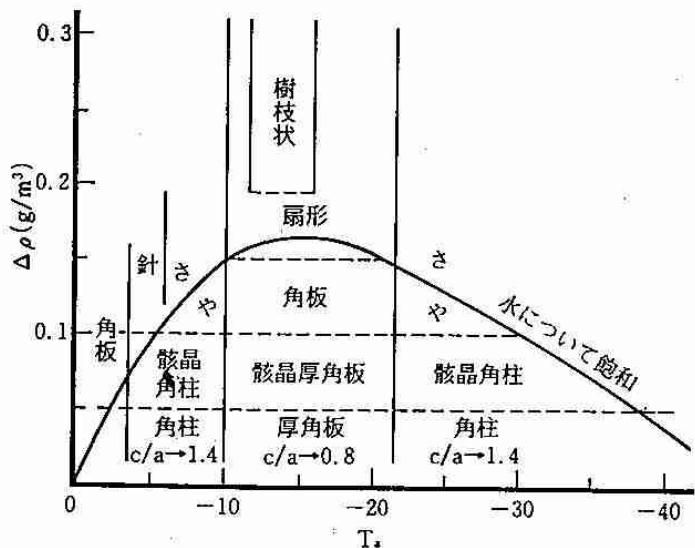
図 3. 温度(Ta)と過飽和量( $\Delta \rho$ )ダイヤグラム(Kobayashi, 1961).

図 4. 「人工雪誕生之地」の碑.

中谷先生が世界で初めて人工雪の生成に成功した常時低温研究室は、1941年北大低温科学研究所設立の契機となった。目的を果たし終えた常時低温研究室は、1978年取り壊され、その場所には、「人工雪誕生之地」の記念碑が理学部北側に、雪の結晶の「角板」を型どった御影石で建てられ、北大の観光名所の一つになっている(図4)。

さて、それぞれの雪の結晶はどの程度の速さで降ってくるのだろうか。当然結晶形や質量によって変わるが、樹枝状六花で30~50cm/秒、霰では5m/秒以上にもなる。冬の季節風は雪雲が成長する上空3kmでは20m/秒以上にもなるので樹

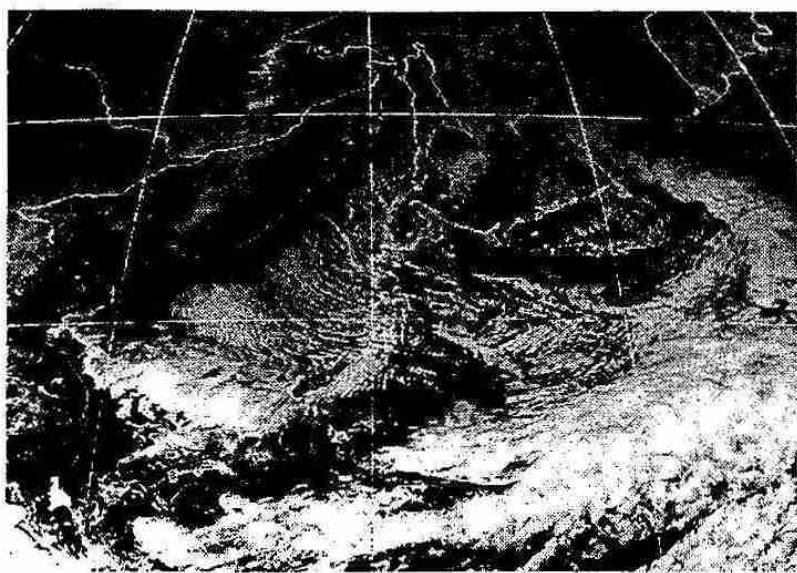


図 5. 1981年1月25日12時の静止気象衛星「ひまわり」の可視画像（気象庁）。

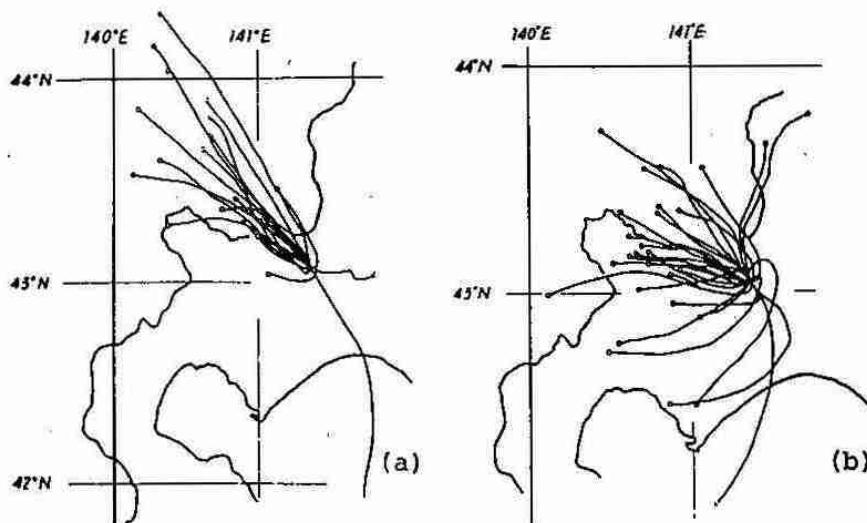


図 6. 札幌で日降水量5mm以上を記録した日の降雪粒子の発生点とその落下径路（1962年～1965年）（李等, 1972）。

- (a) 日降水量10mm以上  
(b) 日降水量5mm以上、10mm以下

が局地的大雪に見舞われることになる（図5）。

さて、札幌に降る雪は一体どの辺りから降ってくるのであろうか。先に述べたように、雪の結晶形は温度と湿度によって決まり、落下速度もその結晶形と質量によって決まるから、地上で観測された雪の結晶形から、上層の風向、風速のデータを使って、雪の結晶が成長したところの温度、つまり高度とその水平位置を決めることができる。図6はそのようにして求めた札幌に降る雪の発生点からの径路を降水強度で分けてみたものである。明らかに、降水強度の強い時は、ほとんどが北西方向の日本海上からだということがわかる（降水量10mmは積雪の深さにして15～20cmに相当する）。また、上空

枝状六花の結晶が1km落下するためには40kmも風下に流れてしまうことになる。上空は雲一つない青空なのに雪が降って来るのは、こんなことによるのである。



### 石狩平野の降積 雪分布の特徴

日本海上を東進してきた低気圧が、北海道東方に去って、西高東低の気圧配置になると、きまって日本海上に筋状の雲が現れることを、今では誰もが気象衛星からの画像で知っている。そして日本列島周辺の等圧線の間隔が狭くなればなるほど筋状雲の間隔もせばまり、時にはそれと同時に、サハリンの西岸からストレートに石狩湾に、また朝鮮半島のつけ根から弧状を画いて、北陸から山陰に向かう、一際、幅の広い、そして長さ数100kmに及ぶ帶状の雲が現れることがあり、この帶状雲の上陸したところ

の雪の結晶をプラスチックのレプリカにとって、その結晶形と大きさから雪の発生した位置を推定する「雪結晶ゾンデ」によってもその位置や経路が明かにされた。図7,8はそれぞれ雪の径路の鉛直および水平位置を表したものである。

発生源を石狩湾上、又はその風上側の日本海上にもつ雪は、石狩平野にどのような積雪分布をもたらすのであろうか。札幌市を含む対象域を石狩湾に沿って間口20km、奥行き40kmとすると、この範囲に積雪深を観測する気象台や測候所は札幌管区気象台と岩見沢測候所しかない。これだけでは石狩平野内の詳細な積雪分布はわからないので、私達は、この地域内の道路に沿って並んでいる電柱を「雪尺」（積雪の深さを測るために立てた5mm毎に目盛りをつけた2mの棒）の代わりにすることにした。どんな電柱にも番号札がついているので、雪の降る前に地面から番号札までの高さと、番号札の長さを測っておけば、月に1~2回好天の時に車で巡回して、それらの電柱を写真に撮れば、それらの比から容易に積雪の深さ求めることができる。

このようにして、選ばれた100本以上の「電柱雪尺」から求めた積雪深の分布の一例が図9である。この

図で注目すべきことは、積雪分布は北西方向から南東方向にかけて帯状になっていること、また、札幌市に限ってみると、1971年3月11日は市内中心部では65cmなのに、北東の郊外では、181cmと僅か10km離れただけで、実に1m以上も差のあることがはっきりした。

それでは、一雪毎の降雪分布も帶状をしているのだろうか。このことをはっきりさせるためには、やはり、毎日午前9時に雪尺を読みとらなければならない。幸い、対象地域に選んだ105校の小・中学校がこの観測に協力してくれたので詳しい降雪分布を知ることができた。図10は1973年1月10日の低気

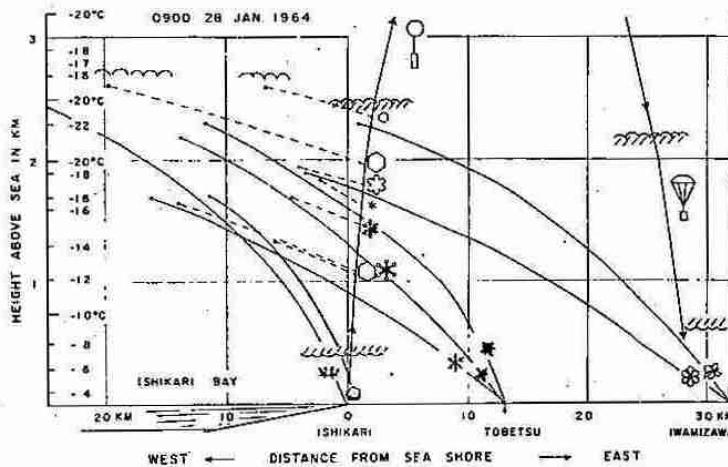


図 7. 降雪粒子の落下高度(Magono et al., 1966).

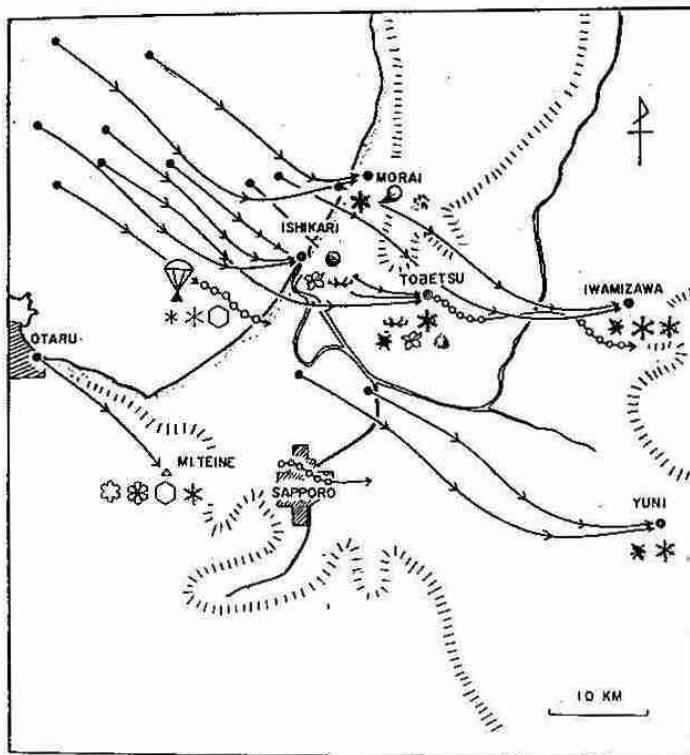


図 8. 降雪粒子の水平径路(Magono et al., 1965).

庄による日降雪量分布である。季節風の場合は勿論のこと、一雪毎の降雪量も北西から南東方向に伸びた幅約5km、長さ約10kmのきれいな帯状の分布をしており、また帯状降雪域の間隔が6~10kmの特徴的な分布をしていることもわかった。したがって、これを国道12号線の札幌一江別一岩見沢、また国道275号線の札幌一当別一月形に沿って降雪深をみてみると、場所毎に大変な差があることがわかる（図11）。

このような帯状の降雪量分布に対して、レーダーエコーも帯状を示し、そのエコーの走向は、札幌市の上空約1,300mの風向に平行であることもわかった。このように、札幌市を含む石狩平野に降雪をもたらす雪雲は、気象衛星写真やレーダーエコーとともに、北西から南東方向にかけて帯状をしており、それからの降雪量分布、および積雪深分布も帯状といった、いくつかのはっきりした特徴があり、これらのこととは降雪分布を予測するために大変重要なことである。



#### 降雪強度や水平視程の時間変化

降雪分布が一様ではないということは、降雪強度も一様ではないということが推定される。また一方、通勤時や、車を運転していて急激な視程を悪くするような強度の降雪や、あっという間に視程が回復したという経験は多くの方が持っている筈である。このことは、場所的な違いなのか時間的な違いなのかは同じ場所での降雪強度や水平視程の同時観測が必要になってくる。観測の結果、降雪強度の増大と水平視程の減少がよく対応しており、またその周期はほぼ10~15分であることがわかった。このように季節風に伴う降雪の強度は強弱の繰り返しなのである。

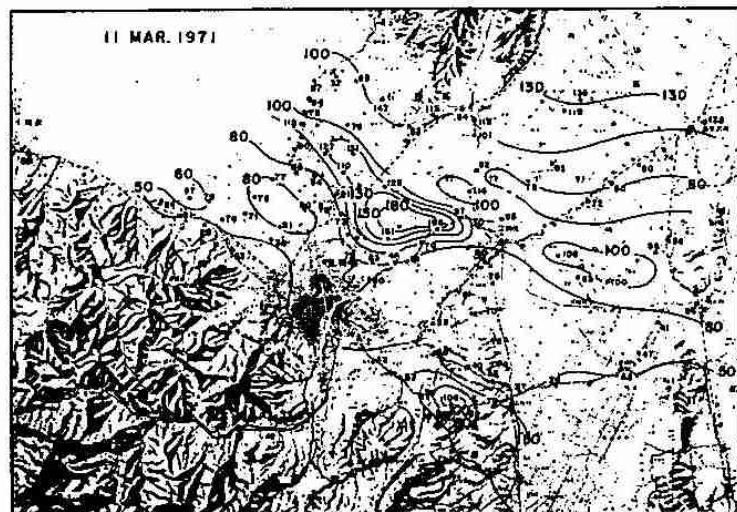


図9. 石狩平野の積雪深分布（単位：cm）（1971年3月11日）  
（菊地他, 1972）.

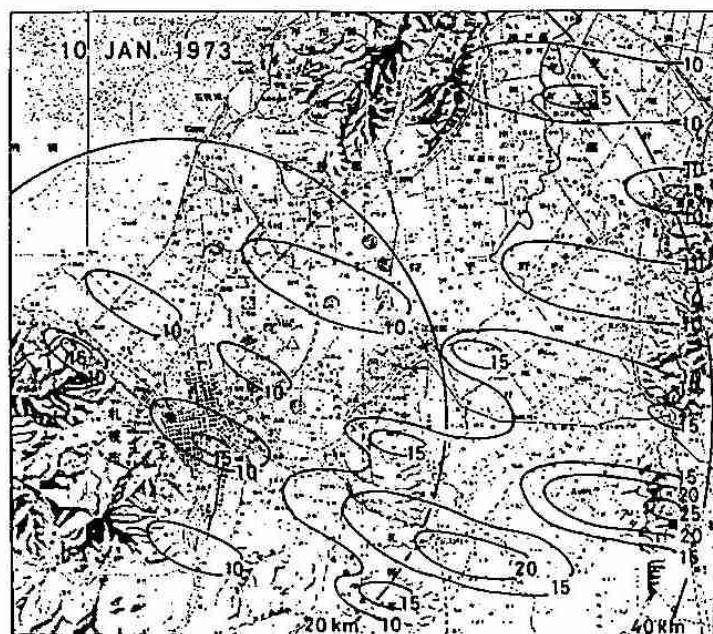


図10. 石狩平野の日降雪量分布（単位：cm）（1973年1月10日）  
（菊地他, 1975）.

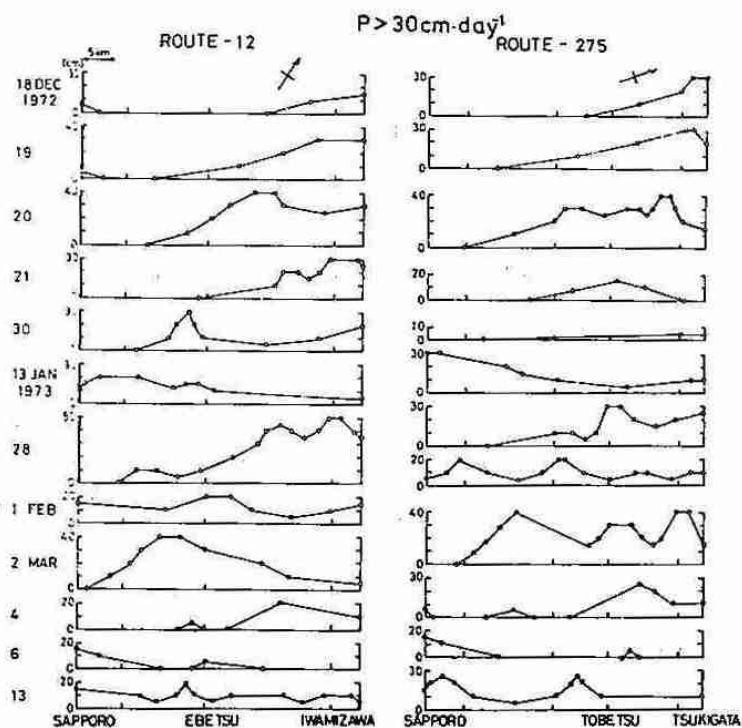
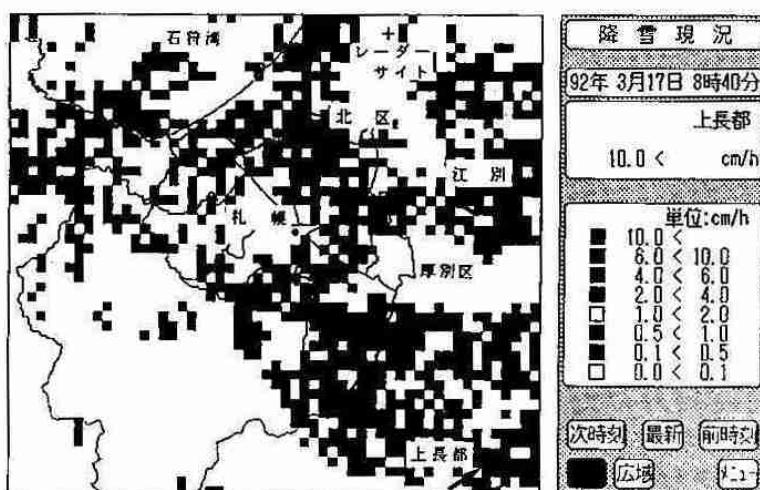


図11. 国道12号、275号線に沿った日降雪量分布（菊地他, 1975）

図12. 札幌市気象レーダーエコー（1982年3月17日 08時40分）  
(菊地他, 1993).

### 1992年3月17日道央自動車 道玉突衝突事故時の気象 特性

1992年3月17日8時40分頃千歳市上長都付近の道央自動車道で発生した車両約160台の玉突衝突事故は、死者2名、重軽傷者73名という大惨事になった。この日の札幌市レーダーの1kmメッシュの10分毎の時間変化を見ると、事故現場の上長都付近（図12の矢印）は、日本海から南東進するエコーの先端近くに位置しており、8時30分の降雪強度は1cm/時以下であったが、事故が発生した8時40分には突然10cm/時以上に達し、その10分後には0.5cm/時以下となって衰弱した。

新聞記事等によると、前日来の降雪に対する除雪が完了し、速度規制が50km/時から80km/時に緩和されたことによる各車両のスピードアップに伴う雪煙も視程を悪化させていたであろうし、僅か10分以内とはいえ、10cm/時以上という降雪強度の急激な変化が更に視程を悪化させたことが容易に想像される。冬期の道路状況と交通問題は、これから益々重要な課題となるであろう。



### あとがき

札幌周辺の雪の降り方・積り方について、中谷ダイヤグラムから雪結晶ゾンデ、電柱雪尺から道央自動車道衝突事故時の気象特性等の概略を紹介した。本格的な冬に向かって何がしかのお役に立てば幸いである。

## 一気象講演会内容③一

# 冬の道路交通 一気象との関わり一

竹内 政夫 (日本気象協会北海道本部)

### 1. はじめに

道路は戸口から戸口まで物流・地域間交流を多方向に24時間対応できる、唯一の交通機関として、人々の暮らしを支え、豊かでゆとりある社会を実現させる役割を担っている。しかし、大雨による斜面崩落、落石等、大雪や吹雪・地吹雪等による道路網の寸断や路面雪氷がもたらす交通事故・渋滞など、気象の影響をうけやすい面もある。ここでは、冬の気象と道路交通との関わりについて、過去と現在の問題およびその対策について述べ、現在道路気象が目指していることについてもふれてみたい。

### 2. 気象が影響する二つの問題

道路交通の特徴の一つは、経験や技能の様々なドライバーが、タイヤも含めて性能の異なる車で、道路という同一の場で往来していることである。そして気象は、車とドライバーの双方に影響を与えており、車については、路面の雪氷の量や性状によって、走行や発進不能になったり発進時間や制動停止距離が長くなり交通事故や渋滞をもたらす。ドライバーについては、窓やワイパーへの着雪が視界を不良にし吹雪・地吹雪、強度の降雪や車が巻き上げる雪煙が視程障害のかたちで交通事故の危険度を高め時には走行不能にしている。このように、気象は車やドライバーを介して道路交通の走行性と安全面の二つに影響を与えている。次にこのような、冬の気象や雪氷現象について道路交通との関係で述べる。

### 3. 道路交通に影響する気象・雪氷現象

道路交通に影響をあたえる、主な冬の気象および雪氷現象について、その対策を含めて述べる。

#### 1) 大雪・路面積雪

日本において本格的な道路除雪が始まったのは、昭和20年終戦の年である。北海道では、千歳ー札幌、札幌ー小樽間の55kmが進駐軍の命令で除雪された。それまで、バス路線等で試験的に機械除雪が行われたことはあったが、継続的なものではなかった。最初の道路除雪も飛行場用の除雪機械を転用したため、当時の狭く曲線の多い道路では機械が側溝にはまり動けなくなることが多く、特に小樽ー札幌間はごく短い期間を維持するのがせいいっぱいであった。

昭和31年に略称「雪寒道路法」が制定されて以来、除雪延長が伸び、除雪機械の改良、サービスレベルが向上していった。

現在のように、昼夜除雪するサービスレベルの体制や除雪機械の性能が高度なものになるまでは、車両が通行できるように路面積雪を排除することが重大事であった。北陸地方を中心に長期にわたって道路や鉄道を通行不能にした、昭和38年の「38」豪雪ほどではないが、昭和41年の暮れから42年の年始にかけての北海道の大雪は、「白い災害」ともよばれ札幌市を中心に交通機関に大きな

被害をもたらした。冬の温帯低気圧は、北海道付近で時には台風並みに発達しながら横断し全道的に、通過後は西高東低の冬型気圧配置となって日本海側を中心に大雪を降らせる。しかし、現在では降雪や路面積雪によって、道路が通行できなくなることは稀になっている。

## 2) 吹雪・地吹雪

吹雪・地吹雪は、吹きだまりや視程障害となって道路交通に大きな障害となっている（表-1）。

年 度	S45	S46	S47	S48	S49	S50	S51	S52	S53	S54	S55	S56	S57	S58	S59	S60	S61	S62	S63	H元	H2	H3
吹 雪	120	104	81	69	57	80	57	86	88	54	55	47	46	28	20	71	43	32	14	11	24	35
雪 崩	34	13	13	14	19	19	9	32	12	16	8	16	4	7	13	16	3	2	8	4	1	5
降積雪	3	5	2	4	4	5	0	1	4	2	2	2	2	0	2	0	0	0	2	0	3	0

表1－北海道の国道における冬期通行止め件数とその要因 (件数)

## イ) 吹きだまり

吹きだまりは、吹雪・地吹雪の飛雪が地形や道路構造等の地物の風上や風下に堆積したもので、写真-1のように一晩で道路を埋め尽くすこともある。このような吹きだまりは、昭和40年代までの郊外部における国道等の通行止めの主要因であった。吹きだまり対策としては、各種の防雪柵、防雪林、スノーシェルター、地形改良等があり直接・間接的に道路に雪が入らないように、設置方法を含めて工夫がされている。

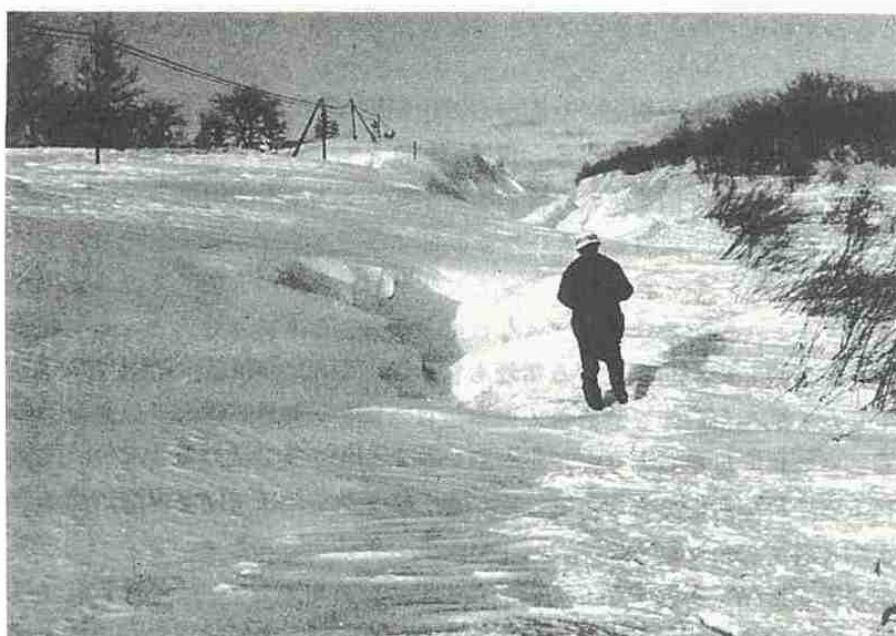


写真-1  
吹きだまりに埋もれた道路

#### ロ) 視程障害

強い降雪や吹雪・地吹雪時の飛雪は、視程を低下させドライバーに必要な視覚情報を奪い時にはホワイトアウト（白い闇）となって、通行を不能にさせ視程の激しい変動は交通事故の誘因となっている。昭和44年に国道12号線で発生した、500台の車が5kmにわたって数日間閉じこめられた事故の発端も視程障害にあった。路面は車の走行でも視程障害によって通行ができなくなるのが、近年の傾向である。その対策は、吹きだまり対策と同様な防雪や後で述べる視線誘導が主なものである。



写真-2  
視程障害例

#### 3) 雪崩

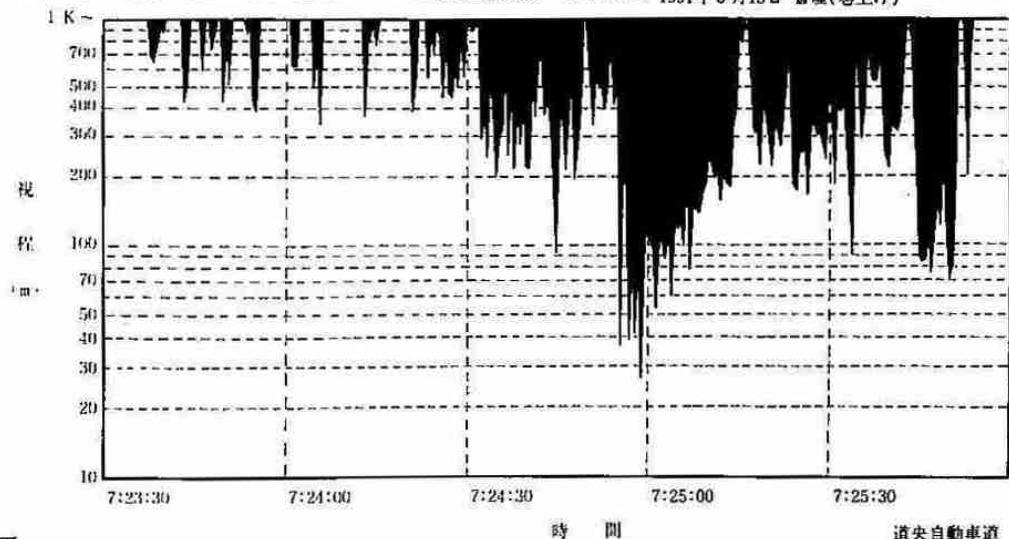
山岳道路で大雪や融雪期に発生する、雪崩や切土のり面からの小規模な雪の滑落も道路を通行不能にする。北海道の雪崩災害は、本州の豪雪地帯と比べると規模、頻度ともに小さい。雪崩対策には、各種雪崩防止柵・防止林、予防杭、予防柵、階段工、スノーシェド等があり雪崩発生箇所の特性に応じて設置されている。

#### 4) 雪煙

気象災害でないが、対向車や追い越し車が巻き上げる雪煙も雪氷路面では交通事故の誘因となる。平成4年道央自動車道で発生した185台の車を巻き込んだ事故は、複数の要因が絡まったものであるが、その一つが雪煙である。雪煙は大型車ほどスピードが速いほど規模の大きなものになる。開発土木研究所の車載型視程計による走行中の測定によると、追い越しされるときは視程が瞬間に悪くなり20秒間程続くことが観測されている（図-1）。

対策としては、凍結防止剤の散布も効果があるが、人為的なものでありドライバーの運転のしかたにも問題がある、特に追い越し時には十分車間をとって車線変更してほしい。追い越される車は前が見えなくなることを予想し防衛的な運転が望まれる。

図-1 追い越し車の雪煙による視程変動の記録例 1991年3月13日 雪煙(巻上げ)



## 5) 着雪

道路標識やスノーボール等、視線誘導標の着雪は、交通の円滑な通行の支障となるだけでなく、これら走行中の目標物を見にくくし視程障害を大きくし交通事故の誘因ともなる。これらへの着雪は、初冬や春先に降る水分を含んだ湿雪でおこりやすいが、吹雪のように強風時には乾いた雪でも見られる。その対策は、道路標識では $10 \sim 15^{\circ}$ 下向きに傾ける方法、スノーボールでは縦に中心から折ることによって部分的な着雪にとどめ、これらの必要な機能を損なわないようにしている。これらの方法は、着雪する面に衝突する雪が反射しやすく、また風の流れを強め雪が吹き扱われる様にしたものである。いずれも、吹雪時の着雪防止のため考えられたものであるが、風の弱い湿雪の場合にも効果がある。

## 6) つるつる路面

昨冬は札幌圏はスタッドレスタイヤの装着率がほぼ100%になり、「スタッドレス元年」とよばれた。しかし、特に平成4年の12月はすべりやすい路面が頻繁に現れ、スリップ事故と渋滞が急増した。これまで、アイスバーンやブラックアイス等、すべりやすい雪氷路面はあったが、これらの表面が水分を多量に含みまた磨きをかけられたような状態であったことと、これまで部分的にしか見られなかった写真-3のような“こぶ氷”が数丁にわたってみられたことが特徴的であった。これらはつるつる路面と名づけられたりしたが、車道だけでなく歩道についても同様であった。平成4年12月の気象の特徴は暖冬で、真冬日は極端に少なく日中は気温がプラス夜間マイナスと、融雪と凍結が繰り返し氷ができやすい条件であった。しかし、同じような気温の年は他にもあり気温だけでは説明しにくく、タイヤ、交通量、降雪量と頻度とそれに伴う除雪回数や方法等多くの要因があげられる。例えば、昨冬の12月は気温、積雪深および降雪日が同様な年とくらべて1回の降雪量が少なく、特に札幌市の除雪基準以下の降雪量10cm未満の日が多くなったことや、スパイクタイヤで雪氷路面が削られなかつたことも影響している可能性がある。対策は北欧等で行っているように、2~3cmの降雪で除雪しスリップ防止のため塩や砂などを散布することもあるが、降雪量の多い北海道

で同じことをするとしたら大幅なコスト増や塩害等の環境問題の発生するおそれがある、コンセンサスが得られるかどうかにかかってこよう。



写真-3  
こぶ氷路面

#### 4. 道路気象情報システム

気象情報にもとづく、吹雪や雪崩による災害の危険度や路面凍結等の予測と未然防止と、道路の維持管理のシステム化のため、道路気象情報システムの開発が開発土木研究所を中心に進められている。これまでの道路災害のために開発局が全道80箇所に展開している道路気象テレメータに加えて、日常的に発生するつるつる路面等の予測のために227箇所のアメダスデータを統合し、さらに箇所や新しいセンサーをプラスしたものになると思われる。レーダや気象衛星からの情報も活用されよう。それらの情報は、道路利用者にも提供され交通の安全と円滑な流れが保たれる。路面凍結防止のためには、凍結防止剤の事前散布が少ない量で最大の効果をあげる方法であることが知られている。そのためにも、正確な降雪や凍結の予測が必要になる。

#### 5. あとがき

道路交通における気象や雪氷現象との関わりは、異常気象時における交通の確保から、雪氷路面管理のように日常的に発生するものにまで、益々幅広くきめ細かなものになってきた。同時に、道路と気象のそれぞれの技術者や研究者の緊密な協力が求められる。

#### 参考文献

- 竹内政夫 1980：吹雪時の視程に関する研究、土木試験所報告、No. 74, 1-30.
- 福沢義文、竹内政夫 1992：車載型視程計の開発について、土木試験所月報、464, 12-18.
- 竹内政夫 1978：道路標識への着雪とその防止、雪氷、40巻、3号、15-25.
- 高木秀貴、堀田暢夫 1993：北海道におけるスパイクタイヤ使用規制の影響と今後の課題、開発土木研究所月報、483, 20-38.
- Öberg G., et al. 1991: More effective de-icing with less salt, VTI report 369SA.

## —写真訪問—

# 根室測候所の沿革

根室測候所は昨年（平成5年）8月、根室地方合同庁舎に入居した。

新庁舎はこれまでの根室測候所敷地内に建設されたので、移転で所在地を変わることなく業務が継続されることになり、この位置での気象観測は今年109年目に入った。

同じ場所で既に100年以上のデータを蓄積している根室測候所であるが、その創立は更に7年さかのぼって1879年（明治12年）7月である。

札幌農学校教師ウイリアム・ホイラーは北海道における気象観測の重要性を説き、北海道の最東端または北東沿岸に気象観測所を設立する勧告をした。これをうけた開拓使は民事局地理課が開拓使根室支庁の敷地で気象観測を開始した。これが根室測候所の始まりである。最初に観測を始めた場所は現在地より北に0.6kmほどの根室港よりのところで、今そこには観象台跡という標柱が立っている。

当時の観測はスミソニアン方式とよばれるもので観測時間や単位が現在と異なっており、定時観測は1日3回7時、14時、21時であった。当所にある観測原簿の第1行目すなわち1879年7月1日7時の欄には気温59.2°F、気圧29.738インチ、相対湿度94%、雲量80%などと黒インクでていねいに記入されておりページの一番下には観測者として初代所長の星野義信のサインがローマ字でかかれている。

その後開拓使が廃止され測候所は根室県の所管となり、その時はじめて根室測候所という名称になっている。そして創設7年目の明治19年に現在地に庁舎を新築し移転した。

移転先について「根室千島両国郷土史」には「海浜を距る7町余の高所にあり、四方開豁、一つの障害なく測候所の位置としては最も適當地とす。」と評されているそうで100年後の今も基準気候観測所として通用するこの地を選定した先人は慧眼である。

その後北海道庁所管を経て昭和13年に国営移管、中央気象台根室測候所となり、翌年札幌管区気象台の設置で再び根室測候所の名称になって現在に至っている。

現在地に来てから今回の合同庁舎まで庁舎は大きく5回新築または増改築されている。

最初の庁舎は写真を見ると木造平屋の一見民家風の建物で屋根の一部に測風台があり建物のそばに時報鐘柱が立っている。これが明治20年代使われた。

第2期の庁舎は旧庁舎が増築されさらに二階建ての測風建物が新築された形で明治31年完成である。

第3期は昭和4年に完成した本造亞鉛葺一部三階建ての当時としてはモダンな建物であった。昭和16年からは測風気球観測が始まり昭和19～20年に気球準備室、気球追跡観測室が建てられている。

ここに載せた写真は多くの人の記憶にある根室測候所の姿だと思うが、これは第4期の建物で昭和31年の完成である。翌年には課制がしがれ技術課の中に高層係ができ国際地球観測年を契機とした高層気象観測が

開始されている。高層係はその後昭和36年に課に昇格し現在と同じ業務、技術、高層の3課制になった。さらに装置等の充実で昭和40年に写真の右側平屋の高層観測室が増築されている。



業務が急速に拡大充実し職員数も多かった時期のこの建物も30数年の歳月を経て役目を合同庁舎に譲り昨年9月に取り壊されてもう見ることはできない。

新しい根室地方合同庁舎は鉄筋コンクリート4階建てで屋上の2つの塔屋の上にそれぞれ測風塔及び高層観測のアンテナのドームがある。庁舎は1階が法務局、2階が税務署、3階が検察庁、測候所は4階にありフロアを全部占めている。そのほか測候所の占有部分として地震計室が1階にあり、敷地内には露場と別棟の高層観測用水素ガス施設がある。



この庁舎の建設にあたり露場は北に約50m移動したが高さはほとんど変わっていない。しかし風速計の高さは大きく変わって旧庁舎時代の11.7mから工事の都合で一時仮設のパンザマストに移された後、最終的に93年8月26日新庁舎の測風塔に移され地上高29.1mになった。これにより風の統計が切断されているので

データを使うに当たっては注意が必要である。

新庁舎は道々根室半島線に面し4階の測候所は道路側が事務室、裏側に技術課と高層課の現業室があり北向きの大きな窓からは坂を下る町並みと根室港、その先に広がる根室海峡、視程が良ければ国後の島影さらには知床の山々まで望まれる。

根室測候所の管轄は根室支庁管内ということで遠くに見える知床半島の羅臼側は管内に入る。知床は山がけわしく海岸線まで迫っており、過去に局地的な突風で大きな海難を起こした気象の激しいところである。一方根室市のある根室半島の地形は対照的に100m以下の台地状の起伏のゆるやかな半島である。根室地方の気候の最も特徴的なことは晩春から夏にかけての低温と霧である。日本で一番遅い千島桜の花見が終わった頃から霧の季節になり気温は平均で札幌より5℃あまりも低くなる。また7月、8月の日照時間は同じ根室の12月よりも少ない。

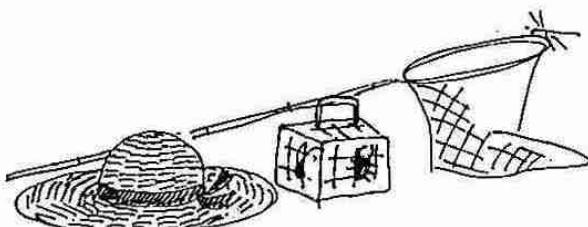
しかし今年は全国的に猛暑で根室でも記録的な夏であった。普通は2年に1回位の真夏日が今年は3日、8月の平均気温は平年より3.0℃高く、日中霧のかかる日も少なく日照時間は平年比144%であった。根室にとって恵まれた夏であったと言えよう。これだけ夏が暑いとこの冬が気になるが、例年であれば12月中旬頃港が凍り始め根室海峡に流氷が姿をみせるのが2月上旬、去るのが4月はじめである。

このように気候の厳しい根室地方は酪農以外の農業にあまり適さず、産業の中心は水産業である。しかしこれを取り巻く環境も厳しいものがあるようだ。管内の人口もこのところずっと微減の傾向から抜け出せないでいる。

逆にみれば急激な都市化にさらされることもなく、町のすぐ近くでもまだ多くの自然が残されている自然の宝庫である。最近は自然保護に社会の関心が集まっているが、注目されている貴重な動植物に逢えるところも少なくない。また直接自然の恩恵にあずかる山菜採りや釣りも往年を知るものにとっては物足りない状況になってきているとはいえ、まだまだ多くの人が楽しめる容量があるようだ。

測候所にとっても都市化によって観測環境が大きく変わると心配は今のところなさそうで気候変動を監視する基準気候観測所としての任務を永く将来にわたって果たしていくものと考えている。

(根室測候所長 辻 雅彦)



—会員寄稿—

カナダ北極圏ケンブリッジ・ベイ滞在記

北海道大学理学部 遊馬 芳雄・松川 芳樹

「細氷」39号でも紹介したように、国際学術研究（現地調査）『中緯度の気象・気候に与える極気団の形成と活動に関する研究』（研究代表者：東京大学海洋研究所 木村龍治教授）の一環として極気団の形成過程を調査研究する目的で、東京大学の坪木さん、大阪教育大学の山下さん、農業環境技術研究所の鳥谷さんそれに我々二人を加えた計五人で、1994年1月12日から2月9日までの約1カ月間ノースウェスト準州ケンブリッジ・ベイ ( $69^{\circ}07'N$ ,  $105^{\circ}03'W$ ) に滞在した。ケンブリッジ・ベイに到着した当初、1日のうち15分しか太陽が昇らず、我々が15時に空港に着いたときにはすでに辺りは暗闇の中であった。現地での観測成果については本誌の平成6年度第1回支部研究発表会要旨に掲載されているので、そちらを参照していただくこととし、ここでは極気団の形成過程を調べる上で観測点としてケンブリッジ・ベイを選んだ理由と、 $-40^{\circ}C$ を越える厳冬期のカナダ北極圏での滞在にあたっての四方山話を紹介する。

アメリカ国立大気研究センターN C A R (National Center for Atmospheric Research) の客観解析のデータを用いて850hPa面の1980年から1989年までの10年間の1月の平均気温を図1に示した。冬期の極域は極夜となり日射による地表面の加熱がほとんどないので長波放射によって一日中地表面から熱が奪われ続ける。一方、赤道域は日射によって地表面が定常的に暖められる。したがって、気温分布は極を中心に同心円状に分布するように思われる。しかし、図1を見ると実際には中低緯度ではほぼ同心円上に分布しているものの、高緯度地方においては気温の極小域は極の真上ではなくて、東部シベリアとカナダ北極圏上空に位置している。図2に同じ850hPa面の風の場を示した。風の場は海陸分布や山脈の影響を受けていることがわかる。図を見るとベーリング海上での循環が目につくが、図1の気温の極小域に対応して極からの風が入り込んでいる様子がわかる。特に、カナダ北極圏ではロッキー山脈とグリーンランドを迂回するようにカナダ北極圏中央部で極からの気流が進入している。北極気団の形成と風の分布は密接に結び付いているのがわかる。また、図1、2をよくみると冬期日本海沿岸の都市に豪雪をもたらす冬期季節風の場の形成と極気団の形成が大きなかかわり合いを持っていることが伺える。2つの気温の極小域のうち、日本に大きな影響を及ぼしているのは東部シベリア域の低温域である。しかしながら、現在のところこの領域は距離的には近いが、調査することは難しい。ここでの調査は将来の研究課題として残しておき、観測域としてはカナダ北極圏に焦点を絞った。

カナダ大気環境局A E S (Atmospheric Environment Service) の提供による1951年から1980年までのカ

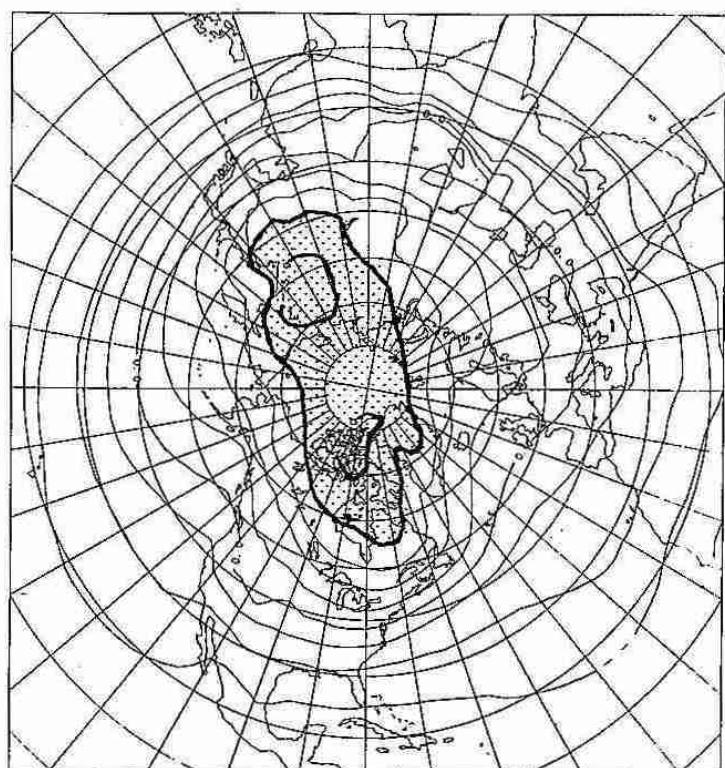


図1 850hPa面における1980～1989年の1月の平均気温。  
等温線は5°C間隔。-20°C以下をハッチしてある。

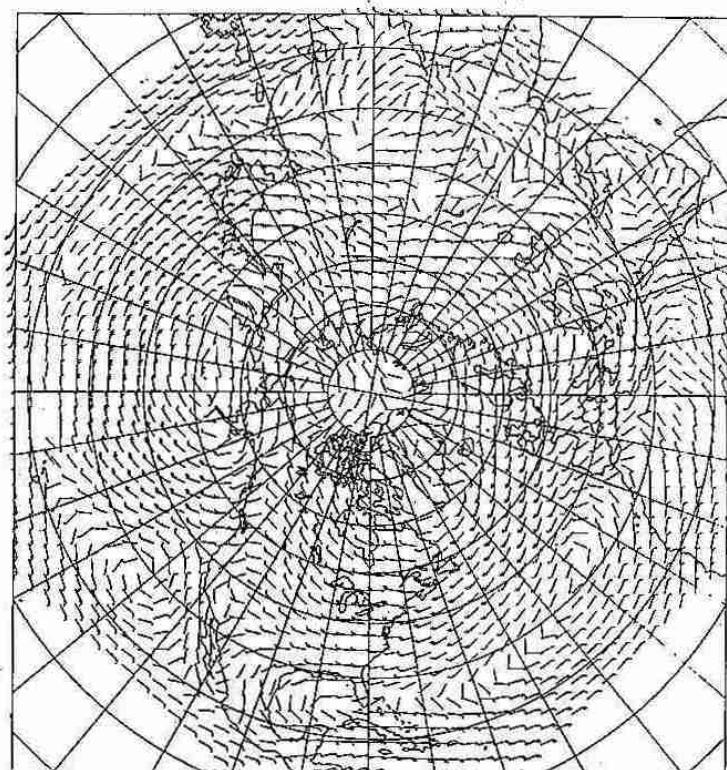


図2 850hPa面における1980～1989年の1月の平均風。  
矢羽は2.5m/s毎。

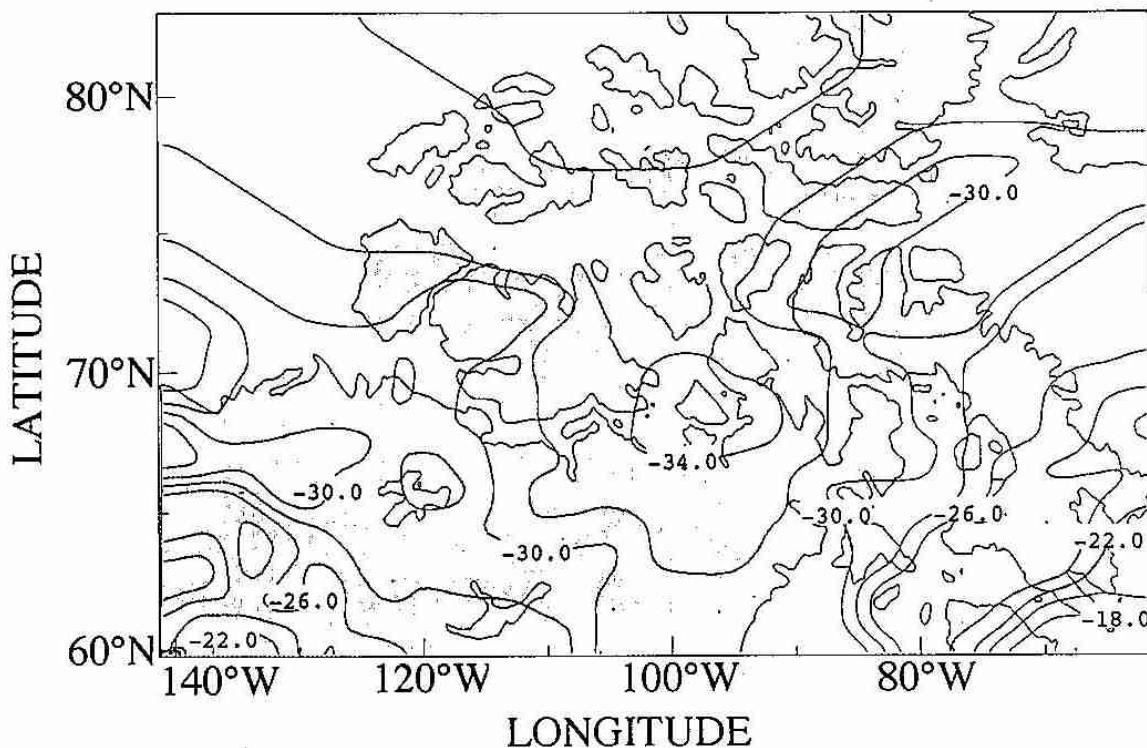
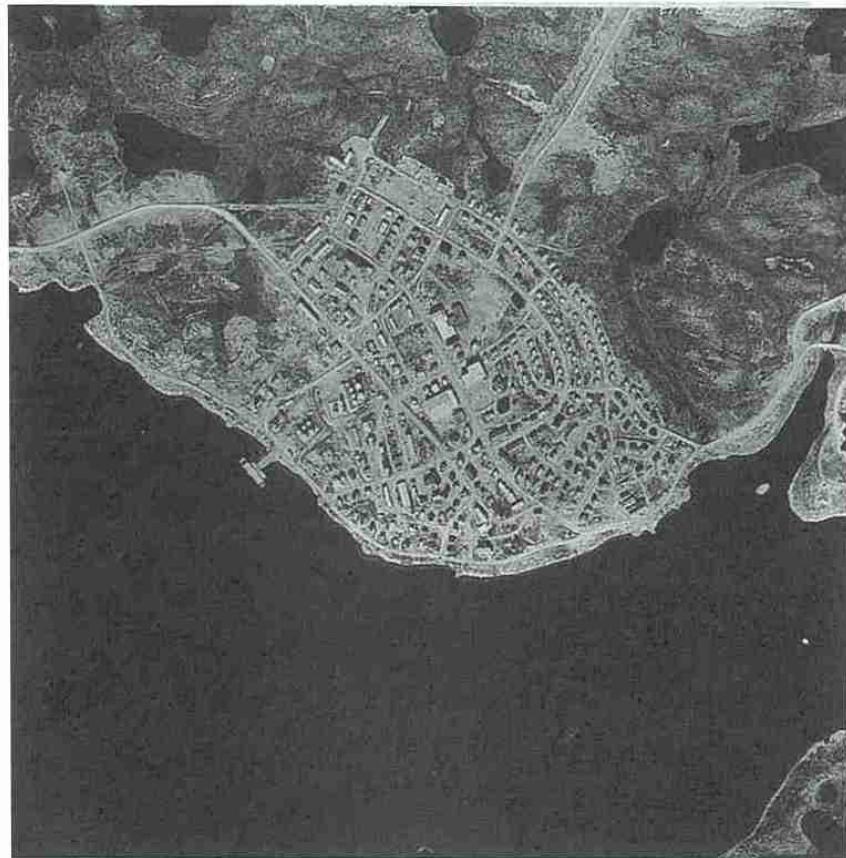


図3 1951~1980年のカナダ極域の地上気温分布。単位は°C。

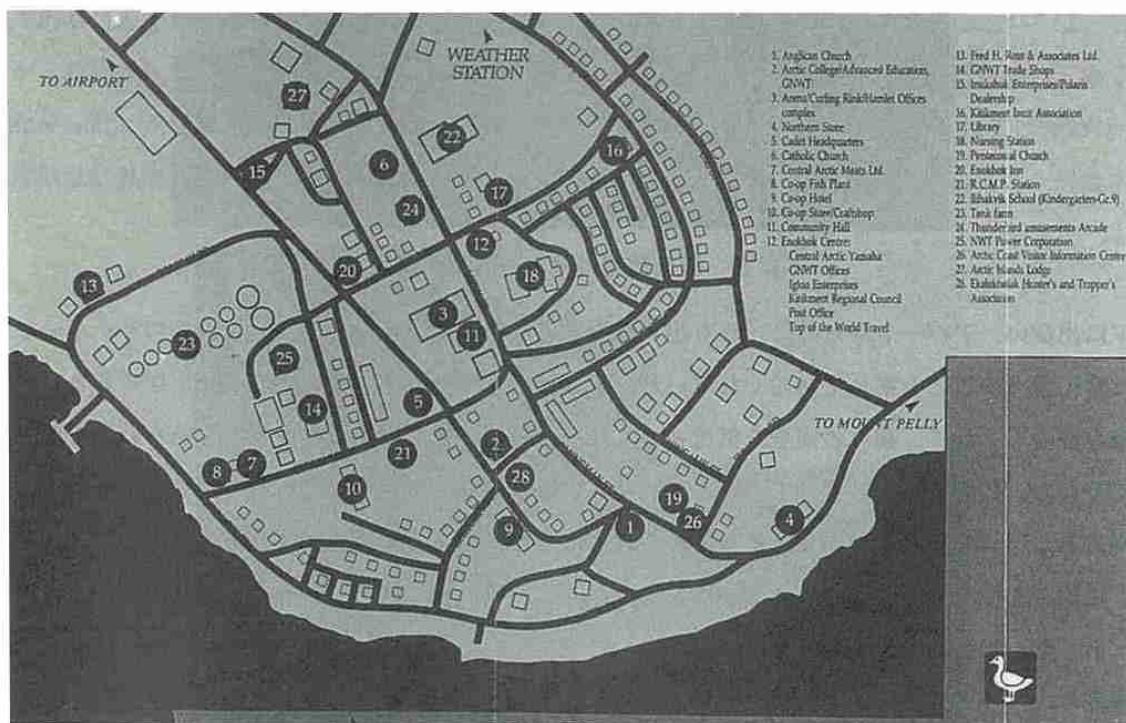
ナダノースウエスト準州、ユーティカ準州の地上気温データの等温線を示したのが図3である。図1と比べると地表気温は850hPa面の気温よりも約10°C低くなっている。標準大気では気温は100m高度が上がると0.65°C下がる。850hPaの高度は1.3km程度であることを考えるとすごい逆転である。気温の極小域がノースウエスト準州のほぼ中央にまで南下していて、キング・ウィリアム島が極小値の中心となっている。キング・ウィリアム島に最も近く、ラジオゾンデによる高層データが得られ、交通の便の良いところが我々が寒気形成を解明するためにエネルギー収支の観測点として選んだケンブリッジ・ベイである。

写真1 aにケンブリッジ・ベイの街の航空写真を bに街の地図を示した。街は10分も歩くと端から端まで歩けてしまう。人口は約1,000人でノースウエスト準州としては大都会である。「細氷」39号でも紹介した気象台は街から離れていて、写真1の左に延びた道が空港に続きそのターミナル内の一室が気象台である。また、ラジオゾンデ観測を行っている高層気象台は右上に延びている道沿いにある。街までは約20分の道のりである。わずか1,000人足らずの街であるが、各家庭は暖房が24時間入れっぱなしであるので、ヒートアイランドが形成されている。我々の行うエネルギー収支の観測には街の中は不向きであるので、街の影響を余り受けていない高層気象台の敷地内で観測を行うこととした。観測には写真2の様な観測塔を立て、可視、近赤外、赤外の上向き、下向き放射計、放射収支差、風向風速計を設置して観測を行った(写真3)。観測結果は、支部研究発表会にあるのでそちらを参照していただきたい。ここでは-40°Cを越える極寒の値での暮らしについて紹介する。

我々の滞在期間中、最も印象深いのはやはりブリザードであった。ブリザードになるとあたり一面真っ白になり方向がわからなくなり、寒さのため5分として屋外に出ていられない。我々の滞在中、2回ほどブリ



(a)



(b)

写真1 ケンブリッジ・ベイの概観。 (a) 航空写真, (b) 街の概略。



写真2 観測塔。左に見えているのが高層気象台。

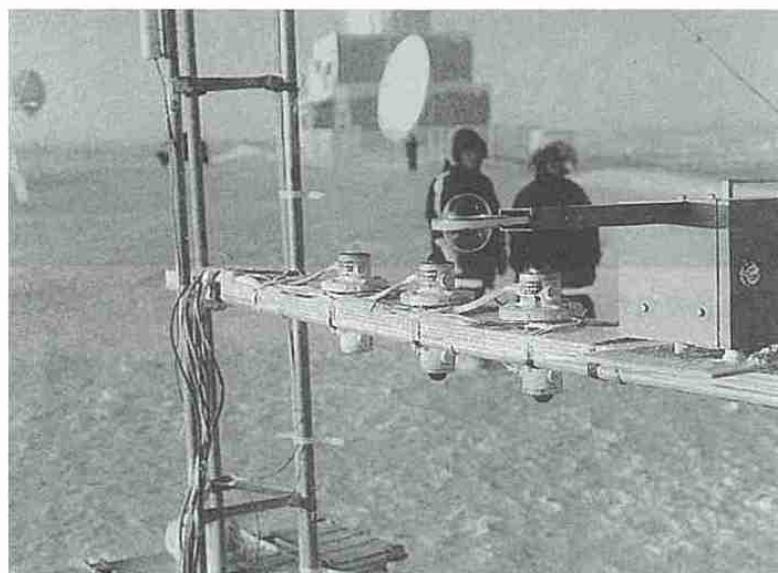


写真3 観測機器のクローズアップ写真。

ザードに出会い、アパートから外に一步も出られなかった。このようなとき、気象台長のリチャード・ギリス氏は常に我々のことを案じていてくれていた。予報でブリザード注意報（Warning）がでると、我々と必ず連絡を取ってくれて、我々の安全を気遣ってくれた。極域の生活に不慣れな我々をいろいろな面でサポートしてくれた。初めてのブリザードの時、ブリザードは急にやってきた。高層気象台で仕事をしていた我々は街中にあるアパートにまで帰ることを諦め、高層気象台に泊まる覚悟をしていた。万一に備えて食料はアパートに帰らなくても良いようにストックしていた。しかし、いつ終わるかわからないブリザードに多少の不安はあった。そんな中、我々を雪上車で救出しに来てくれたのがギリス氏であった。我々は彼が神様のように思えた。

屋外は-40°Cを越える極寒であっても、また、ブリザードであっても宿泊に使わせてもらったAESの職員寮のアパートは快適であった。衛星を使ったケーブルテレビも完備されチャンネル数は10局ほどあった。

ニュースも大都会と同じように見られた。もっぱら、日本に関する話題は円高のこと、日々のニュースで円がどんどん高くなっていることが報じられていた。気象台の職員達との会話でしばしばこのことが話題となっていた。街に2つあるスーパーマーケットに行くと何でも手に入れることができた。週2回物資を積んだ飛行機が到着する。新鮮な苺でもレタスでもバナナでも店頭に並ぶ。売れ残って色が変わって来る頃には次の新鮮な野菜が入ってきた。我々はそのスケジュールを考えながら食事の準備をし、新鮮な野菜を食べることができた。野菜の値段は日本の値段とほぼ同じくらいであった。我々にとってはそれほど高く感じなかったが、カナダ南部の大都市と比べると生鮮食品は全てが2~3倍高いそうで、やはり、極地は暮らしにくいようである。

暖房、炊事は安全のためすべて電気で行われ、ふんだんに使われていた。写真1の埠頭近くのタンク群が街の生命線である発電所である。発電所は常に白い煙を上げ、アイスフォッグの原因となっていた。水は湖からパイプで街中の給水所まで引き込みそこからはタンクローリー車で2~3日に一回各家庭のタンクに給水する(写真4)。極域の水はたいへん貴重である。滞在当初、我々はそんな事とは露知らず日本にいるときと同じような感覚で水を使っていた。しかし、アパートの水を枯らして以来、努めて節水を心がけた。

日々の交通手段は現地でスキドーと呼ばれているスノーモービルと橇であった(写真5)。日本で用意をした防寒服はあまり役立たなかった。もっぱら、気象台で借りた防寒服(写真6)のお世話になった。この防寒服はフードの周りに狼の毛が付いていて、冷たい外気と顔の間に空気の壁を作り視界を確保すると共に、我々を-40°Cを越える寒さから守ってくれた。狼の毛は我々の息でできた水滴をはじくので団子状にならない。これが狼の毛が最良とされる理由である。-40°Cを越える現地での寒さを体験し、最も寒さを感じる原因が風であることを文字どおり身に凍みてわかった。風がなければ気温が-40°Cを下回ってもさほど気にはならなかった。少しくらいの時間であれば素手での作業も苦にならなかった。しかし、風が強いと寒くて耐えられなかった。カナダではウインドチル(Windchill)と呼ばれる指標が天気予報等でしばしば使われている。これは気温に風速を加味して作られた指標で体感温度として使われている。教科書に出ていた気温と風速か

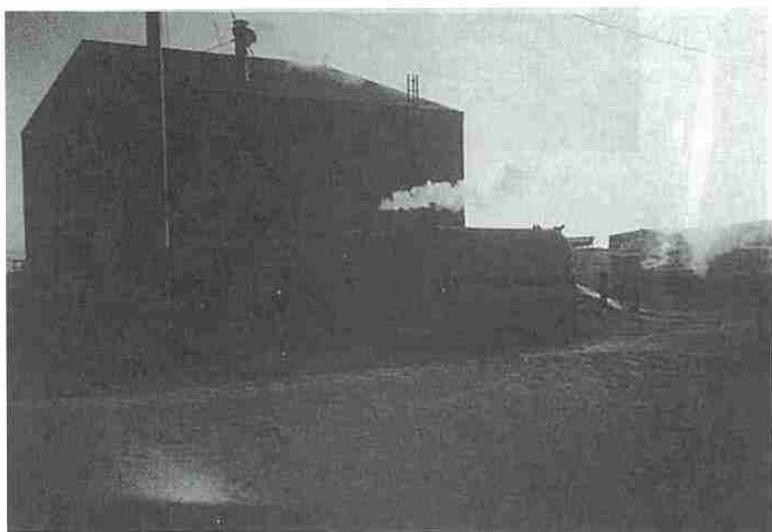


写真4 タンクローリー車による給水風景。



写真5 スノーモビルと橇。左から、松川氏、山下氏、坪木氏。



写真6 極域用の防寒服。

ら計算されるウィンドチルを表1に示した。札幌市内で観測されるのは気温が-10°Cで、風速が10m/s程度であるので、せいぜい-20位である。我々の滞在中、ウィンドチルはしばしば-60を下回っていた。このような時、しばしばまつ毛や頬が凍った。

テレビではNHL (National Hockey League) の中継をしていた。また、丁度、リルハンメルの冬季オリンピックの前で、ケリガンとハーディングの事件を盛んに放送していた。カナダにおいてはスケートが冬の花形スポーツである。人口1,000人足らずのケンブリッジ・ベイにも街の中心にアイスアリーナがあり、子供達が夜遅くまでホッケー やスケートの練習をしていた(写真7)。カメラを向けるとみんな集まってく

表1 ウィンドチルと気温、風速との対応表。  
表の数字がウィンドチルである。(Oke, 1992から引用)

Actual temperature (°C)	Windchill equivalent temperature			
	Actual wind speed ( $m s^{-1}$ )			
	Calm	5	10	15
0	1	-2	-7	-11
-5	-4	-9	-13	-16
-10	-9	-13	-19	-25
-15	-13	-19	-26	-33
-20	-18	-26	-34	-42
-30	-28	-37	-50	-
-40	-37	-50	-	-

<sup>†</sup> Giving the temperature at which a wind of  $2.23 m s^{-1}$  would give equivalent cooling.

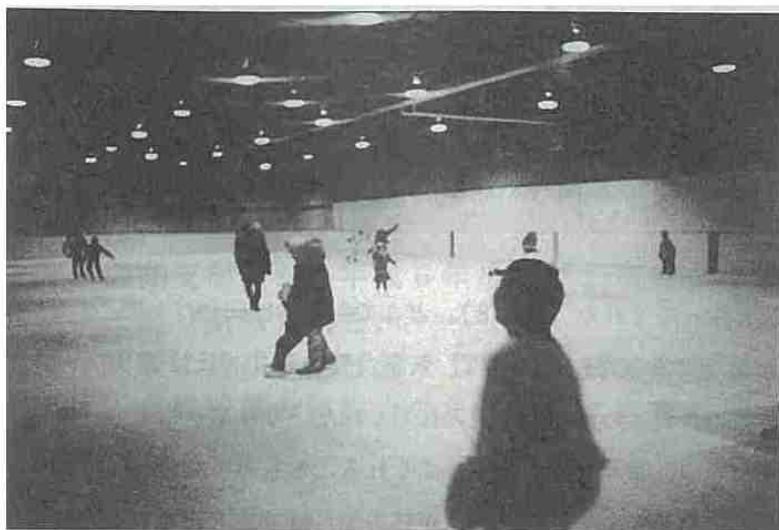


写真7 街の中心にあるアイスアリーナ（その1）。

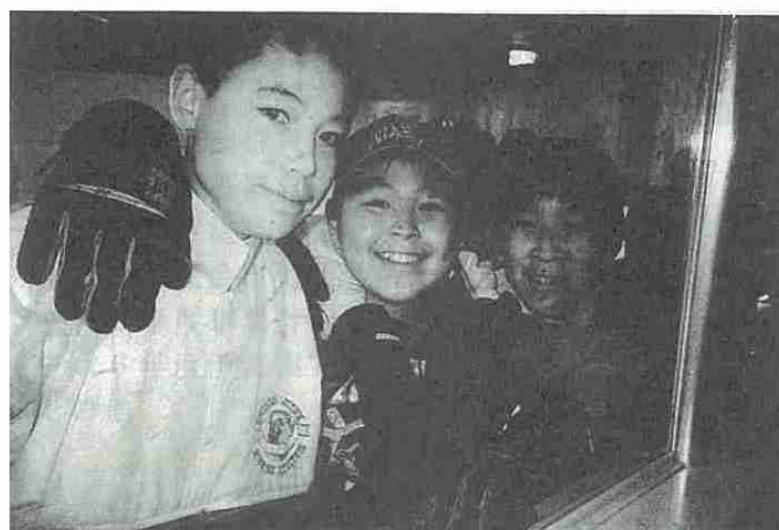


写真8 街の中心にあるアイスアリーナ（その2）。

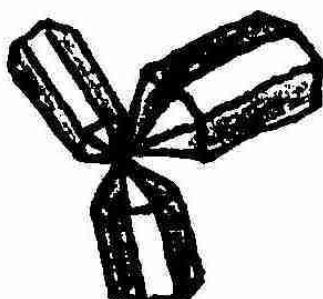


写真9 リチャード・ギリス氏のお宅で。

左から、リチャード・ギリス氏、長女のタニアさん、奥様のマリさん、  
次男のクリス君、鳥谷氏、山下氏、松川氏、坪木氏。

れてさまざまなポーズを作ってくれた(写真8)。どこでも子供は同じだと感じた。

観測期間中の食事は自炊であった。しばしば、気象台長のギリス氏はカリブーの肉やアークティック・チャーと呼ばれる鮭と鱈の合の子の様な魚を差入れてくれた。カリブー やチャーは付近でよく取れるものだそうである。公務で忙しい中、我々を家に招待してくれることもあった(写真9)。チャーのいろいろな料理の仕方やカリブーの食べ方も教えてくれた。我々が日本から持ってきた日本酒も加わりとても楽しいひとときを過ごすことができた。彼は極地での暮らしを愛し、そして、楽しんでいて、極域でのサバイバルの仕方を知り尽くしていた。観測が無事に終わることができたのも彼の助力によるところが非常に大きかった。彼は小・中学生に極域でのサバイバル方法を教えているそうである。気象観測を通じ彼らと知り合いになれたことも現地調査の1つの収穫であった。



—総会報告—

平成6年度支部総会報告

平成6年6月24日（金）13時30分から支部研究会に先だって、平成6年度支部総会が北海道大学理学部3号館を会場に開催された。

支部事務局の開会の辞があつてから議長選出に入り、立候補者がなかったので、事務局より上田博会員（北海道大学理学部）を推薦し、出席者全員の拍手で選任された。上田議長あいさつに続き菊地勝弘支部長（北海道大学理学部）よりあいさつがあつたあと議題に移り、生本武理事（札幌管区気象台）から第19期支部役員選挙結果報告、遠藤常任理事（北海道大学低温科学研究所）から平成5年度事業報告、高橋庸哉幹事長（北海道教育大学）が不在のため富沢節夫幹事（札幌管区気象台）が代行して平成5年度決算報告と平成5年度会計監査報告を行い、出席者全員の拍手で承認された。

ここで、事務局から総会は、出席者22名、委任状53名により成立した旨、報告された。

続いて、菊地勝弘支部長から平成6年度事業計画案と平成6年度予算案が説明され原案どおり承認された。

総会は審議が順調に運び予定どおり14時に終了した。総会が無事終了出来ましたのは、会員皆様の御協力のたまものと感謝申し上げます。

総会次第

開会

議長選任

議長あいさつ

支部長あいさつ

議題

- 1 第19期支部役員選挙結果報告
- 2 平成5年度事業報告
- 3 平成5年度決算報告
- 4 平成5年度会計監査報告
- 5 平成6年度事業計画案
- 6 平成6年度予算案
- 7 その他

閉会

## 一選挙結果一

## 第19期日本気象学会北海道支部役員選挙結果

支部役員選挙告示	5月18日
役員候補締切日	5月24日
投票用紙発送	5月25日
投票締切り	6月8日
開票	6月10日
開票者幹事	上田 博、遊馬 芳雄、酒井 喜敏、富沢 節夫
開票立会い人理事	工藤 達也、生本 武

## 【開票結果】

投票数	151票
有効投票数	151票
無効投票数	0票
白票	1票

## 【得票結果】

理事			
菊地 勝弘	147票	当選	
遠藤 辰雄	144票	当選	
山崎 道夫	141票	当選	
生本 武	141票	当選	
窪田 将	140票	当選	
工藤 達也	140票	当選	
嘉味田宗治	138票	当選	
竹内 政夫	2票		
上田 博	2票		
大川 隆	1票		
伊藤 直敏	1票		
立花 義裕	1票		
遊馬 芳雄	1票		
伸山 智子	1票		
会計監査			
石川 信敬	147票	当選	
桜井 兼市	2票		
若林 徳司	1票		

—役員会報告—

平成5年度役員会報告

1 平成5年度第1回理事会（「細氷」39号113頁に報告済み）

2 平成5年度第2回理事会

（平成5年9月29日（火）於 札幌管区気象台）

出席者：久保田、澤田、菊地勝弘、上野、山崎、兒玉、上田、遊馬、  
若林、佐竹、齊藤、酒井

報告及び打合せ事項

（1）支部長挨拶（新たに講演担当幹事になった佐竹正治氏を紹介）

（2）平成5年度気象講演会の開催について

（3）平成5年度第2回研究発表会の開催について

（4）平成5年度第11回夏季大学開催報告について

（5）平成5年度「細氷」39号（1993）の刊行について

（6）平成5年度会計中間報告について

3 平成5年度第3回理事会

（平成6年3月1日（火）於 札幌管区気象台）

出席者：久保田、澤田、菊地勝弘、上野、遠藤、山崎、兒玉、  
上田、遊馬、若林、佐竹、齊藤、酒井

報告及び打合せ事項

（1）平成5年度日本気象学会北海道支部事業報告

（2）平成5年度支部会計報告

（3）平成5年度支部会員動静報告

（4）その他

ア 気象講演会について

平成6年度も気象講演会を引き続き行う。

イ 支部役員選挙について

（ア）本部の選挙方法は改正されたが支部の役員選挙については今回は  
従来通りの方法で行う。

（イ）選挙管理委員会をもうけ、委員は幹事が行う。ただし、常任理事  
が立会い人として開票に立ち会う。

（ウ）理事については官職指定で行う。会計監査は事務局が気象台なの  
で、大学、気象協会で協議して決定する。

（エ）支部長代行について

支部長不在時は菊地勝弘理事に代行をお願いする。

4 平成5年度第1回幹事会（「細氷」39号116頁に報告済み）

5 平成5年度第2回幹事会

（平成5年9月24日（火）於 札幌管区気象台）

出席者：上田、遊馬、若林、佐竹、齊藤、酒井

平成5年度第2回理事会についての打合せ。

## 6 平成6年度第1回理事会

(平成6年6月17日(金) 於 札幌管区気象台)

出席者：菊地、窪田、工藤、遠藤、山崎、生本、高橋、遊馬、若林、富沢、酒井

### 報告及び打合せ事項

- (1) 第19期支部役員選挙の開票結果が生本理事代理から報告された。
- (2) 理事の互選により、菊地理事が支部長に、窪田理事、工藤理事、遠藤理事、山崎理事が常任理事に選ばれた。
- (3) 新支部長の挨拶の後、支部長から、幹事として高橋、遊馬、若林、佐竹、富沢、酒井の6名が指名された。
- (4) 理事・幹事の業務分担が次のように決定した。

理事 企画・総括担当：窪田、山崎

講演担当：工藤

細氷担当：生本

夏季大学担当：遠藤

幹事 幹事長：高橋

講演：佐竹

細氷：遊馬

夏季大学：若林

庶務・会計：富沢・酒井

- (5) 平成5年度 事業報告、会計報告、会計監査報告が、富沢幹事、兒玉会計監査が出席出来ず監査直筆の証明文書でなされた。

- (6) 平成6年度事業計画案が審議され、以下のことが決まった。

ア. 6月24日に支部総会と平成6年度第1回支部研究発表会を行う。総会の議長は、上田前幹事長にお願いする。

イ. 「細氷」発刊について、遊馬幹事から資料に基づき、説明があった。経費はここ数年値上げしていないが、そろそろ値上げして欲しいとの声が業者から出ている。

ウ. 夏季大学について、若林幹事から7月28日に札幌市青少年科学館で、7月29日、日本気象協会北海道本部で行う。講師は金村直敏、平井諭、光永佳津実、若原勝二の4氏に依頼する。演題については変更や一部未定がある、との説明があった。

エ. 気象講演会について、昨年度は札幌で開催した。

今年度は地方での開催とし、予算を考える。開催地は札幌からあまり遠くない都市が良い。ここ数年では帯広では行っていないので検討したい。

- (7) 平成6年度の予算案が富沢幹事から説明され、承認された。

## 平成5年度支部事業報告

日本気象学会北海道支部

### 1 平成5年度支部総会

平成5年6月11日(金) 13時30分~14時00分

会場: 北大理学部3号館地球物理学教室3の401講義室(4F)

総会出席者38名、委任状71名

### 2 平成5年度支部研究発表会

第1回 平成5年6月11日(金) 14時00分~17時00分

会場: 北大理学部3号館地球物理学教室3の401講義室(4F)

第2回 平成5年12月7日(火) 13時30分~17時00分

会場: 札幌管区気象台会議室

### 3 第11回夏季大学講座

平成5年7月28日(水)~7月29日(木)開催

(第1日目: 札幌市青少年科学館) 10時00分~15時00分

(第2日目: (財)日本気象協会北海道本部) 10時00分~15時00分

「気候変動」等の講義が4題、他に科学館内の気象レーダー、気象衛星受画装置、人工降雪実験装置の展示及びMICOS等各施設を見学。

講師: 第1日 上田 博(北大)、渡辺 和郎(青少年科学館)

講師: 第2日 菊地 勝弘(北大)、高橋 満敏(気象協会)

### 4 気象講演会(支部講演会・特別講演会)

#### (1) 支部講演会

平成5年11月11日(木) 13時00分~16時30分

開催場所: かでる2・7、4F(札幌市中央区北2条西7丁目)

##### 【札幌の冬の気象】 -冬に備えて賢くなろう-

○北海道の冬の気象特性(札幌管区気象台 久保 一夫)

○札幌周辺の雪の降りかた積りかた(北海道大学 菊地 勝弘)

○冬の道路交通(気象協会 竹内 政夫)

#### (2) 特別講演会

平成5年5月28日(金) 北海道大学理学部地球物理学教室会議室

ラブラドル海のメソスケール渦 カナダトロント大学物理学教室 G.W.Kent Moore

平成5年7月 5日(月) 札幌管区気象台会議室

カナダの冬季じょう乱の概要 カナダ大気環境局雲物理研究部 R.E.Stewart

### 5 「細氷」第39号発行 9月21日発行

### 6 支部理事会

第1回 平成5年6月 4日(金)(札幌管区気象台)

第2回 平成5年9月29日(水)(札幌管区気象台)

第3回 平成6年3月 1日(火)(札幌管区気象台)

## 平成5年度決算報告

## 収入

項目	予算(円)	実績(円)	備考
前年度繰越金	56,858	56,858	
本部交付金	329,100	332,500	(250名×850円)+120,000円
夏季大学補助金	100,000	100,000	本部から入金
広告料	260,000	260,000	
雑収入	1,500	2,844	預金利息、バッカナンバー販売代
合計	747,458	752,202	

## 支出

項目	予算(円)	実績(円)	備考
理事会	10,000	10,121	お茶菓子代等
総会研究発表会	10,000	1,000	お茶代等
事務費	10,000	22,280	領収証、ファイル、名宛シール等代
通信費	20,000	28,984	総会等開催案内状送付、細水送付代
夏季大学	100,000	74,826	講師謝金、終了証書等
細水39号	400,000	349,300	印刷代、原稿謝礼、郵送用封筒印刷代等
交通費	50,000	33,460	理事旅費、気象講演会関係旅費
気象講演会	145,000	166,119	特別講演講師謝金、講演要旨集代、会場費 垂れ幕作成代、ポスター印刷代等
予備費	2,458	-	
翌年繰越金	-	66,112	
合計	747,458	752,202	

平成5年度決算について相違ないことを証明します。

平成6年3月28日 会計監査 儿玉 裕二 

## 平成6年度支部事業企画（案）

### 1 平成6年度支部総会

平成6年6月24日（金）13時30分～14時00分（実施済）  
於：北大理学部3号館地球物理学教室3の401講義室（4F）

### 2 平成6年度支部研究発表会

第1回 平成6年6月24日（金）14時15分～16時40分（実施済）  
於：北大理学部3号館地球物理学教室3の401講義室（4F）  
第2回 平成6年11月25日（金）13時30分～17時の予定  
於：札幌管区気象台大会議室

### 3 第12回夏季大学「新しい気象」講座（実施済）

開催日時 平成6年7月28日（木）10時00分～15時00分  
7月29日（金）10時00分～15時00分

開催場所 第1日（28日）札幌市青少年科学館  
第2日（29日）（財）日本気象協会北海道本部

教科内容 講義が4題、他に科学館内の気象レーダー、気象衛星受画装置、  
人工降雪実験装置の展示  
MICOS等 各施設を見学

講 師：第1日 金村 直俊（札幌総合情報センター）、平井 諭（科学館）

講 師：第2日 光永佳津実（気象協会）、若原 勝二（気象台）

開講式 第1日 10時00分～10時15分

閉講式 第2日 14時50分～15時15分

### 4 気象講演会

気象講演会は帯広市において開催予定（7月29日現在、決定事項）

開催日時：平成6年10月14日（金）13時30分～16時30分

開催場所：勝毎ホール（帯広市東1条南8丁目2番地：勝毎ビル5階）

演題・講師：

・十勝春風考 三輪健治（元釧路地方気象台長）

・十勝の寒さと土壤凍結 土谷富士夫（帯広畜産大学助教授）

・冬の道路気象 竹内政夫（日本気象協会北海道本部技師長）

### 5 支部機関誌「細氷」第40号発行

9月末日刊行予定

### 6 支部理事会

第1回 平成6年6月17日（金）（於：札幌管区気象台）（実施済）

第2回 平成6年9月 日（）（於：未 定）

第3回 平成7年3月 日（）（於：未 定）

## 平成6年度予算(案)

## 収入

項目	金額(円)	備考
前年度繰越金	66,112	
本部交付金	332,500	(250名×850円) +120,000円
夏季大学交付金	100,000	本部から
広告料等	260,000	細氷の広告料等
預金利子	1,500	(見込額)
合計	760,112	

## 支出

項目	金額(円)	備考
理事会	10,000	お茶菓子代等(年3回開催)
役員選挙関係費	50,000	封筒、投票用紙、名簿等作成代
総会・研究発表会	10,000	お茶代等(総会年1回、研究会年2回)
事務費	10,000	ファイル等代
通信費	20,000	切手購入、郵送代等
夏季大学経費	100,000	講師・原稿代、終了証書等代
細氷40号経費	360,000	原稿執筆者謝金を含む
交通費	40,000	理事旅費等
気象講演会	150,000	1回分
予備費	10,112	
合計	760,112	

## 一支部役員一

## 日本気象学会北海道支部役員名簿

平成6年6月17日現在

役職名	氏名	所屬
支部長理事	菊地 勝弘	北海道大学理学部
常任理事	窪田 将 <sup>ススム</sup>	札幌管区気象台
常任理事	工藤 達也	札幌管区気象台技術部
常任理事	遠藤 辰雄	北海道大学低温科学研究所
常任理事	山崎 道夫	日本気象協会北海道本部
理事	嘉味田宗治 <sup>カミタ</sup>	函館海洋気象台
理事	生本 武 <sup>イクモト</sup>	札幌管区気象台技術部調査課
会計監査	石川 信敬	北海道大学低温科学研究所
幹事長	高橋 庸哉	北海道教育大学
幹事	遊馬 芳雄 <sup>アスマ</sup>	北海道大学理学部
幹事	若林 徳司	日本気象協会北海道本部
幹事	佐竹 正治	日本気象協会北海道本部
幹事	富沢 節夫	札幌管区気象台技術部調査課
幹事	酒井 喜敏	札幌管区気象台技術部予報課

## 一交換機関誌一

- ・ 関西支部 例会講演要旨集 第64号  
(気象と自然災害) 1993.10.29 島根
- 例会講演要旨集 第65号 1993.11.5 京都  
(大気大循環と局地気象)
- 例会講演要旨集 第66号 1993.11.18 香川  
(局地気象・中小規模現象)
- 例会講演要旨集 第67号 1994.1.28 神戸  
(海洋と気象)
- ・ 関西支部 1994年度年会講演予稿集 1994.6.20 大阪
- ・ 中部支部 研究会講演要旨集 第9号 1993.11.29 名古屋  
～30
- ・ 九州支部 講演要旨集 第15号 1994.1.28 長崎
- ・ 東北支部だより 第18号 1993.11  
第19号 1994.3
- ・ 中部支部だより 第41号 1994.4.15
- ・ 関西支部ニュース 第211号 1993.10.12  
第212号 1993.10.29  
第213号 1994.1.17  
第214号 1994.3.23  
第215号 1994.4.28  
第216号 1994.5.27  
第217号 1994.7.20
- ・ 九州支部だより 第73号 1993.12

## —通信欄—

### 1. 事務局からのお願い

① 退会・転入・転出された方は、学会本部への連絡とともに、支部事務局へもお知らせください（用紙は最後のページにあります。）。本部が作成した会員名簿と支部が作成したものとが、異なる事がありますので、よろしく御連絡ください。

② 平成7年度の支部総会（平成7年6月の予定）に出席できない方は、最後のページの委任状に記名・捺印し、総会前日までに出席会員に渡されるか、直接支部事務局へお送り下さい。葉書に書くかコピーでも結構です。

③ 気象に関心をお持ちの方が身近にいらっしゃいましたら、学会への入会をお勧めしてください。入会申し込み書は支部事務局にあります。

年会費は、A会員が 6,900 円、B会員が 12,600 円、

学生A会員が 4,200 円、学生B会員が 8,100 円です。

A会員には「天気」のみ、B会員には「天気」と「気象集誌」が配布されます。  
支部機関誌「細氷」は両方の会員に配布いたします。

### 2. 編集後記

① 昨年の夏は冷夏、今年は猛暑で気象の話題が世間の関心を集めています。これが気象学会の会員増につながれば、と思っています。今年度、気象講演会は帶広で開かれますので、多数の方々の参加をお願い致します。

② 学会と会員のつながりが密になるような親しみやすい「細氷」にしたいと思います。内容についてのご意見、アイデア等をどしどしお寄せ下さい。エッセイ、写真、イラスト等も大歓迎です。ふるって、お寄せ下さい。

本号のイラスト前号に引き続き北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻の岩田総司さんの作品です。協力ありがとうございました。

③ 今号の編集作業中、写真を揃えたり、記事や資料を準備するに当たり、多くの方々に無理なお願いをして御協力を賜わりました。ここに記して深謝申し上げます。

\* この通信欄は、会員同士の情報の交換にもお使い頂けます。ご希望の方は原稿を支部事務局へお寄せ下さい（掲載無料）。

支部事務局：〒060 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌管区気象台 調査課内

TEL 011-611-6121 内線 415

## --- ユーザーの立場になって身になって ---

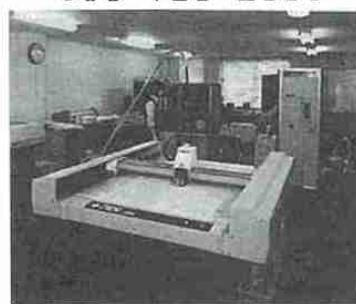
株式会社岩崎、ソフト開発エンジニアリング株式会社、岩崎メンテナンスサービス株式会社

販売から、機器設置、データ処理と一貫したシステムでお客様の御要望に御答え致します。

## 取扱商品

気象機器、テレメーターシステム、各種処理装置。

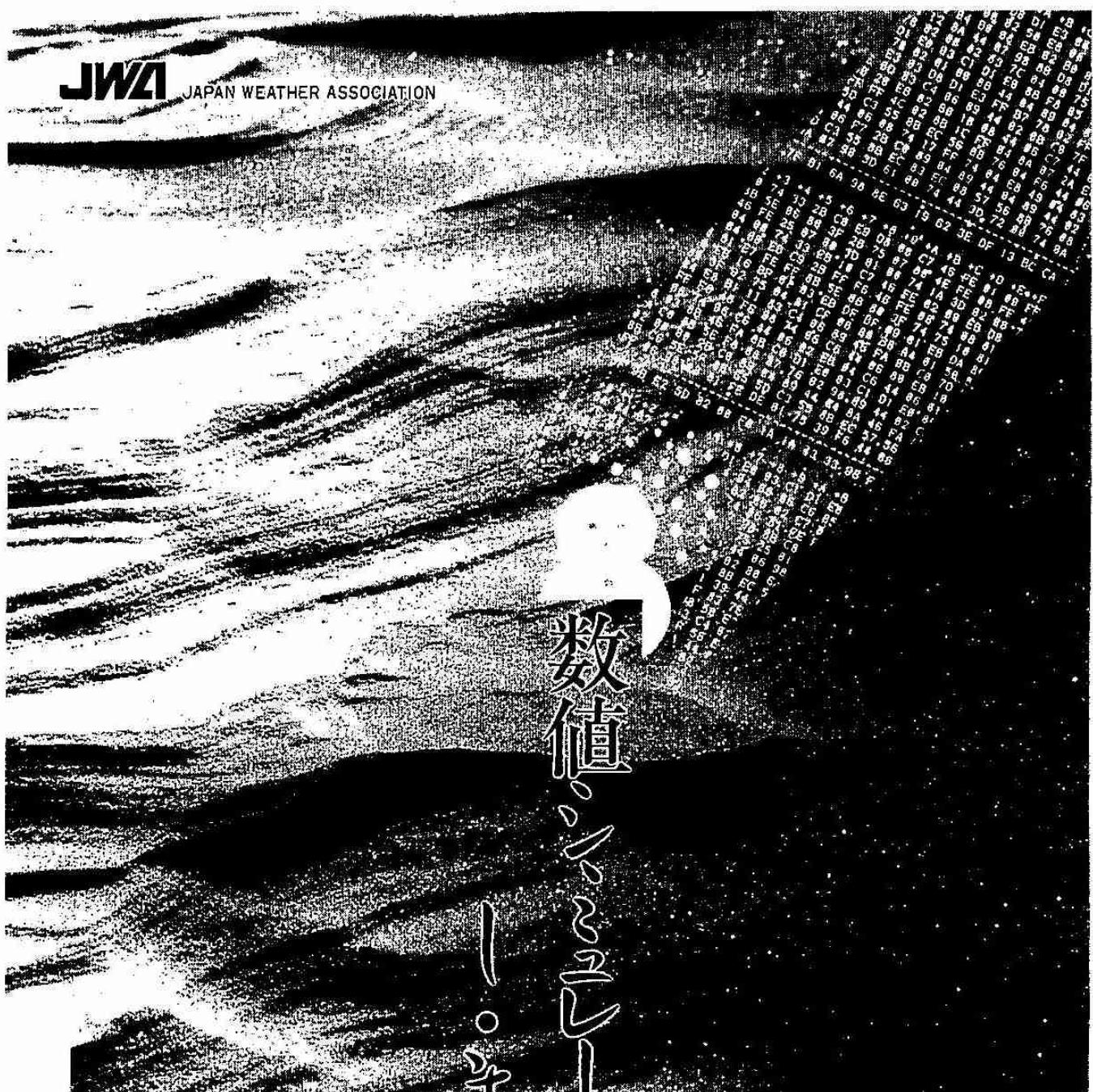
商 品 販 売	機 器 設 置 及 び 保 守 点 檢	デ タ 处 理
(株) 岩 崎 社員76人	岩崎メンテナンスサービス(株) 社員23人	ソフト開発エンジニアリング㈱ 社員12人
- 札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531	札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531	札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531
- 東京出張所 東京都台東区東上野4-7-17 03-845-0481	札幌本社、旭川支店、 釧路出張所、網走営業所 常時在駐	
- 旭川支店 旭川市流通団地2条5丁目 0166-48-1125		
- 釧路出張所 釧路市双葉町17番19号 0154-23-7488		
- 帯広出張所 帯広市西3条南1丁目 0155-23-6511		
- 函館出張所 函館市中島町31番19号 0138-55-0108		
- 北見出張所 北見市美芳町6丁目3番7号 0157-24-2831		
- 苫小牧出張所 苫小牧市矢代町1丁目2番地3号 0144-74-8171	設 置 作 業 例	納 入 実 繢
- 網走営業所 網走市緑町1番8号 0152-43-3530	設 置、保 守 納 入 実 繢	流 量 録 測 デ タ 处 理 ソ フ ト
- 室蘭営業所 室蘭市東町1番8号 0143-43-6228	水 位 雨 量 録 測 施 設 保 守 業 務	地 震 变 動 デ タ 处 理 ソ フ ト
- 稚内営業所 稚内市潮見3丁目 0162-32-2608	総 合 気 象 録 測 施 設 設 置 保 守 (農 業、ダ ム、消 防、公 害、道 路)	土 壤 水 分 デ タ 处 理 ソ フ ト
	ダ ム 放 流 警 報 施 設 保 守 業 務	温 度 分 布 デ タ 处 理 ソ フ ト
	太 電 電 池 設 置 業 務	総 合 気 象 デ タ 处 理 ソ フ ト
	テ レ メ タ 設 置、保 守	画 像 解 析 处 理 ソ フ ト

データ処理及びソフト開発使用  
設置機器

VAX 750  
OKI V50/60  
IF RX M60 M50  
JRC 230  
NEC PC9801  
N5200-07  
武藤工業 A0デジグラマー  
東洋電気 A0プロッター  
オシロスコープ、アナログレコーダ  
ロジックアナライザー  
周波数カウンター、各テスター

## 納入実績

流量録測データ処理ソフト  
地殻変動データ処理ソフト  
土壤水分データ処理ソフト  
温度分布データ処理ソフト  
総合気象データ処理ソフト  
画像解析処理ソフト



これまで風洞実験や水槽実験でし  
かわからなかった吹雪や吹きだまり  
の実体が、数値シミュレーションで、  
明らかに見ることが可能になりました。

吹雪の数値シミュレーションとは、ちと聞き慣れない言葉だと思いますが、つまりは風  
洞実験でしか見ることのできなかつた吹きたまりなどの複雑な現象を、3次元の地形を  
計算に取り込むことにより、計算機の中で吹雪を再現することです。また、ビジュアル化  
することにより右の図のように、よりリアルな結果をお見せできるようになりました。



建物のまわりにウインド・スクープとよばれる  
特徴的な吹きだまり形状が表現されています。  
写真はH:24m W:18m し、18mの建物を対象としています。

●お問い合わせは  
財団法人日本気象協会 北海道本部  
札幌市中央区北4条西2丁目250番地 011)621-2456

**BLOWING SNOW SIMULATION**

## 全天候型測定データ記録装置

KADEC-Uシリーズ

全天候型測定データ記録装置 KADEC-Uシリーズは、厳しい自然環境下（雨、雪、低温から高温）で使用可能なコンパクトでしかも高性能な測定データ記録装置です。

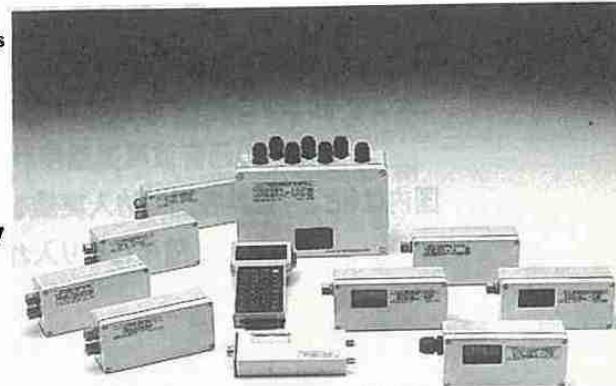
KADEC-U has no Limits in Operation in the Field under Various Weather Conditions from the Antarctic to Tropical Areas.

南極から砂漠まで KADEC-U はフィールドを選ばない！！

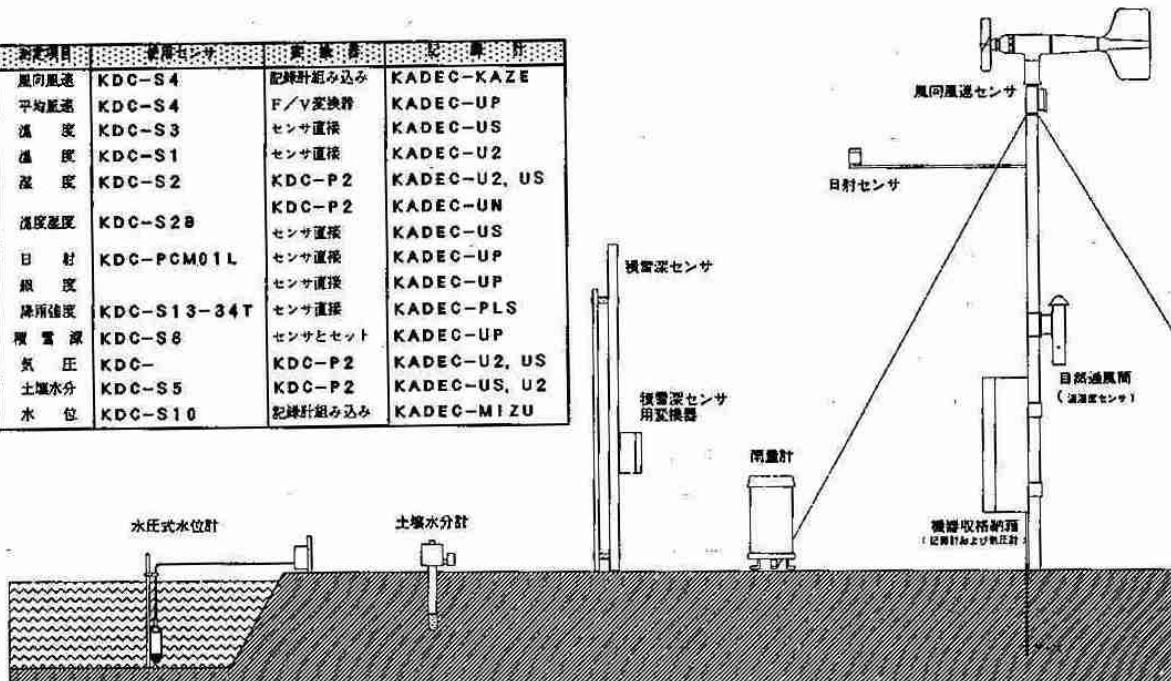
自南極至砂漠地帯 KADEC-U 装置不必選擇場地工作！！

南極早日 砂漠까지 KADEC-U는 장소를 선택하지 않음 !!

- 設置条件を選ばずしかも長期無人測定を実現。
- 極めて低温に強く消費電力の少ないコンパクト設計。
- 変換器を通して各種センサーをダイレクト入力。
- 記録計の電池だけで7ヶ月間以上連続測定。(10分間隔測定)
- 低温から高温全域で仕様精度保証。(-25°Cから+80°Cの範囲)
- 記録した測定データは、パソコンで簡単に日報月報処理。



測定項目	機器名	測定方法	機器名
風向風速	KDC-S4	記録計組み込み	KADEC-KAZE
平均風速	KDC-S4	F/V変換器	KADEC-UP
温 度	KDC-S3	センサ直接	KADEC-US
湿 度	KDC-S1	センサ直接	KADEC-U2
温 度	KDC-S2	KDC-P2	KADEC-U2, US
湿度差度	KDC-S2B	KDC-P2	KADEC-UN
日 材	KDC-PCM01L	センサ直接	KADEC-US
照 度		センサ直接	KADEC-UP
降水量度	KDC-S13-34T	センサ直接	KADEC-PLS
積 雪 深	KDC-S8	センサとセット	KADEC-UP
気 压	KDC-	KDC-P2	KADEC-U2, US
土壤水分	KDC-S5	KDC-P2	KADEC-US, U2
水 位	KDC-S10	記録計組み込み	KADEC-MIZU



上の図と表は、全天候型測定データ記録装置 KADEC-Uシリーズのおもな用途例です。

コーナシステム株式会社 KONA system Co., LTD

本 社	〒004 札幌市厚別区下野幌テクノパーク1丁目31番40号	TEL(011)897-8000	FAX(011)897-8001
開 発 部	〒004 札幌市厚別区厚別中央2条1丁目4-21 大吉ビル	TEL(011)894-6333	FAX(011)894-6335
札幌営業所	〒004 札幌市厚別区下野幌テクノパーク1丁目31番40号	TEL(011)897-8000	FAX(011)897-8001
東京営業所	〒171 東京都豊島区池袋2丁目55-13 合田ビル	TEL(03)3983-8297	FAX(03)3983-8298

# 超音波だからできる3次元風速成分の測定と ハイレスポンスでの温度測定…。

他方式の風速計では困難であった

ハイレスポンスでの風のベクトル的測定と温度変動の測定を可能にした超音波風速温度計が  
マイクロプロセッサ搭載により高機能化が図られて誕生しました。

世界初の超音波風速温度計の実用機を開発して20余年、  
国内はもとより世界各国に納入実績を誇る「KAIJO SONIC」のノウハウを  
随所に取り入れた自信作です。

## ■DA-600シリーズ仕様

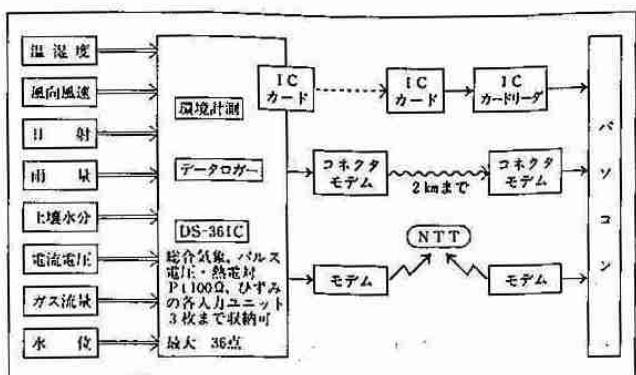
		超音波風速計	超音波温度計
測定方式		時分割送受切換型超音波パルス法	
演算方式		超音波伝搬時間逆数差演算方式	
測定範囲		小型プローブ型：0～20m/s(5cmスパン) 小型プローブ型：0～30m/s(10cmスパン) 標準プローブ型：0～30m/s(20cmスパン) 強風プローブ型：0～60m/s(20cmスパン)	
演算精度		1%	
分解能		0.005m/s	
測定繰返し		20回/秒	
平均化時間		30秒～600秒(30秒きざみで設定可)	
出力信号	OUT-1	成分風速：0～±1V/0～±10m/s max±10V 成分風速：0～±1V/F.S 風速：0～1V/F.S 風向：0～1V/F.S	温度：0～±1V/0～±50°C 温度：0～±1V/F.S 变動温度：0～±1V/F.S
	OUT-2	フルスケール 成分風速：0～±1、±2、±5、±10、±15、±20、±30、 ±60m/s 風速：0～1、2.5、10、15、20、30、60m/s 風向：0～540°	フルスケール 温度：0～±50°C 变動温度：中心温度より±5°C、±10°Cの切換方式 中心温度は手動設定
デジタルRS-232C		ASCIIコード。符号付5桁	
LCD表示		成分風速、風速、風向	温度、变動温度
使用環境		本体：-10°C～+40°C 0～80%RH	プローブ、接続箱：-20°C～+50°C 0～100%RH
電源		AC 100/115/220V ±10% 50/60Hz	

株式会社 カイジョー

3電源

## ICメモリカード式データロガ

DS-36IC



## 用途

- 農地・森林等の気象観測
- 住宅・ビルの住環境の計測
- 冷凍・空調システムの計測
- ビニールハウス内環境計測
- 生鮮食料品の輸送環境計測
- コンベアライン上の製品の品質管理
- 電力・ガス等のエネルギー消費量の測定
- ロードヒーティングの温度・エネルギー計測



## 特長

- ICメモリカードの採用によりデータ回収が容易
- オンライン計測(2kmまで) モデム計測も可
- 内蔵リチューム電池のみで1年間使用可
- 電圧・熱電対(12点), Pt100Ω(8点), パルス(8点), ひずみ(6点), 総合気象(11点)の各入力ユニットを3枚まで混在・収納可
- 積算機能・ヒートアップ機能有
- 対話型データ集録処理ソフト(ロータス変換機能有)を用意しました

## 姉妹品

- 1・2チャンネル電池式データメモリ DS-64K1・K2
- 各社データロガ対応データロガ処理ソフト KNS-98
- 同上用モデム対応処理ソフト KNS-98COM

## ●開発・販売元

コンピュータの夢・未来を創造する

コーナー札幌株式会社

営業・技術部 〒003 札幌市白石区南郷通2丁目北1-29

☎(011)863-1911・FAX(011)864-1313

東京出張所 〒113 東京都文京区本郷2丁目10-9

☎(03)3815-3801 富士ビル2F

# 計測・解析を クリエイトする技術者集団

## 最近の納入実績（主なもの）

### ◎車載型衝突試験計測装置

- 乗車している人間の安全性確保のために、車が衝突するときの一瞬の衝撃を高速に測定するシステムです。

### ◎超音速航空機用エンジン計測システム

- 超音速用の次世代エンジンの風洞実験計測システムで、超音速時のエンジンの挙動を計測し、その研究開発に役立てられます。

### ◎鉄塔動態観測システム

- 強風・地震における送電鉄塔の基礎動態を連続無人観測します。データはカートリッジ磁気テープで回収し、解析処理されます。



## 北海道電子機器株式会社

〒001 札幌市北区北28条西12丁目4-17

TEL.011(747)6555(代)

FAX.011(747)6388

東京事務所 TEL.FAX.0424(83)3677

## 海洋気象衛星「ノア」HRPT (AVHRR) 直接受信システム

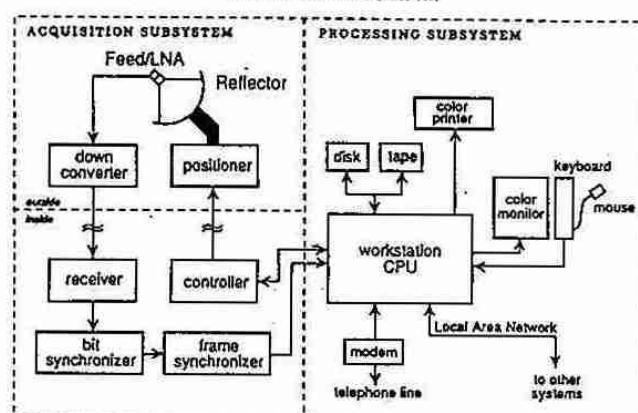
この度、米国シースペース社と販売協力提携をし同社製テラスキャンシステムの販売を行っておりますので、ご案内申し上げます。テラスキャンシステム (Tera Scan System) は、ノアHRPT画像 (分解能1.1km)、大気観測センサー (TOVS/HIRS-MSU-SSU) のデータを受信、解析処理するシステムであり、シースペース社の豊富な経験と実績を基に開発された製品で、コストパフォーマンスに優れたシステムであります。

このシステムは、米国スクリプス海洋研究所、南極マグマード基地を始め世界中の研究機関、大学等で稼働しております。弊社は、ノア(APT)受信解析システム、ひまわり(WEFAX)受信解析システム、衛星画像解析システム(ランドサット(TM/MSS, MOS-1, NOAA HRPT/APT, 他)の販売と合わせて、テラスキャンシステムの販売、保守を開始いたしました。なお、ひまわりS-VISSL受信システムの販売も行っております。

ノア HRPT(AVHRR) 受信システム (陸上用・船載用)	ノア APT 受信システム (陸上用・船載用)
ひまわり WEFAX 受信システム	ひまわり S-VISSL 受信システム (近日中発売)
衛星画像解析ソフトウェア (ランドサット・ノア・MOS-1他) マイクロデータロガー	

気象用レーダ画像処理システム
漁場管理処理システム
漁場管理レーダ画像伝送システム
無線FAX伝送装置 (中短波・短波・VHF他)
パソコン通信ソフトウェア
その他関連製品

TERASCAN  
HRPT ANTENNA SERVER  
SYSTEM DIAGRAM



**ME 日本船用エレクトロニクス** 株式会社

〒221 横浜市神奈川区東神奈川2-41-1 (洋光ビル)  
TEL (045)453-6911(代) TLX J382377B.OKEYJ.J

### 営業所

札幌 〒060 札幌市中央区北3条東5丁目(岩佐ビル) 電話(011)271-3841 FAX(011)271-3842

八戸 〒031 八戸市大字岐町字日ノ出町12-8 電話(0178)33-4136

神戸 〒651 神戸市中央区磯辺通4-2-20(神戸ビル) 電話(078)291-0561 FAX(078)291-0563

呉 〒737 呉市溝路町4-2 電話(0823)23-3976

高松 〒760 高松市西内町3-7(森ビル) 電話(0878)21-7195 FAX(0878)21-7196

下関 〒750 下関市大和町1-16-4(漁港ビル西館6号) 電話(0832)66-5225 FAX(0832)66-5226

長崎 〒850 長崎市筑後町4-7(大久保ビル別館) 電話(0958)26-7318

風の動きが見えてくる

電子風向風速計 **IRDAM 3056** シリーズ  
国際特許出願中

風速/風向/気温/気圧 4要素を同時計測

イルダム電子風向風速計は、円筒に内蔵された熱的センサーにより、風向・風速を検知し、かつ気温と気圧を一台で同時に計測できます。可動部が全くないうえに雨・雪に対する対策も施されているため、条件の厳しい場所でも長期間安定したデータを得ることができます。

フジヤ矢野科学株式会社

札幌市東区北6条東2丁目札幌総合センター2号館  
TEL代表(011)741-1511 FAX専用(011)753-0265

性能・仕様

- ▶ 测定機能 風速・風向・気温・気圧
- ▶ 動作環境 -40~60°C
- ▶ 尺寸・重量 120(Φ)×557(L)、2.9kg

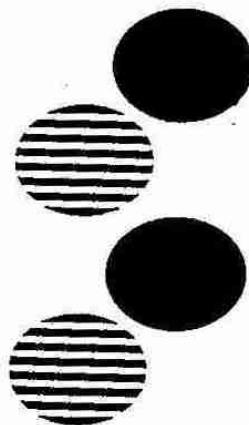


測定範囲及び精度

機能	測定範囲	精度
風速	0~50%	±0.5m/s±5% (実測値に対して)
風向	0~359deg	±2.5deg
気温	-40~60°C	+1°C (風速4%の時)
気圧	600~1100mbar	±5mbar

▶ 標正機能 標準状態(1013.25mbar・15°C)として測定時の気圧・気温から風速値の補正を行ないます。

私たちにおまかせください



●高速印刷センターでは、市町村史、記念誌、論文、研究紀要、社史、自費出版など、本に関する、すべてのご相談に応じております。お気軽にお電話下さい。

●ワードプロセッサーおよびパソコンのコード変換についてのご相談も、専門の技術者がうけたまわっております。お気軽にお問合せ下さい。

協業組合 **高速印刷センター**

本社／札幌市手稲区曙2条5丁目2~48(手稲工業団地)

□ 代表(011)683-2231・FAX:(011)682-0583



気象観測に貢献する

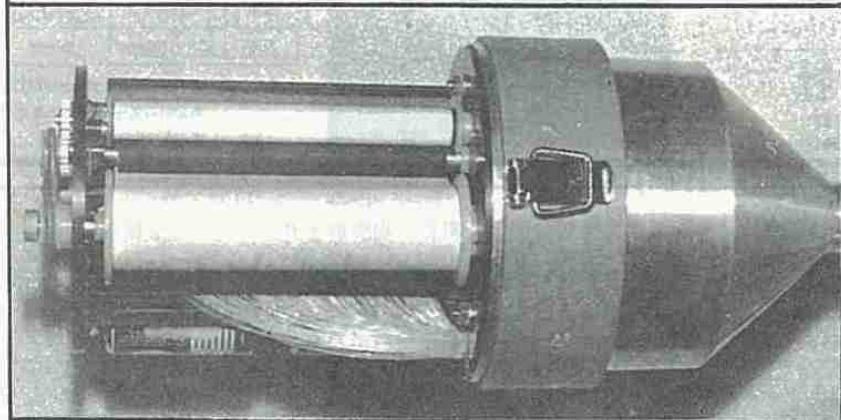
**JRC 日本無線株式會社**

営業品目

気象用レーダー 気象衛星受画装置  
雨量・水位テレメーター 気象FAX  
衛星通信システム 画像伝送システム

本社事務所  
〒107 東京都港区赤坂2丁目17番22号赤坂ライタ-本館 TEL (03)3584-8744  
北海道支社  
〒060 札幌市中央区北3条西7丁目北海道水産ビル FAX(03)3584-8891  
TEL (011)261-8321  
FAX(011)261-3879

# SNOW DEPTH RECORDER



長期積雪深記録計  
SK-102型 SK-104型

本装置は、無電源地域（例えば山岳地帯や他の任意の場所）における積雪深を長期間にわたって連続測定するために開発された記録装置です。積雪地域の水資源に関する基礎調査や環境調査、山地の気象調査などに際して、任意の場所における積雪深の記録を得ることができます。

総発売元 株式会社 コンドウサイエンス

〒064 札幌市中央区南16条西 5丁目  
TEL 011(521)6132. FAX 011(511)0304

北海道知事許可（石第2633）電気通信工事業・機械器具設置業

**株式会社 光映堂 教育産業部**

C&AV KOEIDO

■本社 札幌市中央区大通西4丁目6番地 TEL (011)261-0101 FAX 231-1233

■教育産業部 中央区南1条西16丁目みつわビル TEL (011)643-1010 FAX 641-2247



建設業許可(電気通信)般一石2725  
無線有線通信設備設計・施工  
松下通信工業株式会社代行店

## 東邦通信株式会社

〒062 本社 札幌市豊平区平岸3条7丁目  
電話 札幌 (011)811-9441(代表)  
FAX (011)823-6006

本づくりの企画します

- 研究紀要
- 要覧
- 市町村史
- P R誌
- 文集
- 単行本
- 新聞
- 自費出版
- 社史
- 名簿・会報



組合 高速印刷センター

KOUSOKU PRINTING CENTER

札幌市手稲区曙2条5丁目2番48号・手稲工業団地  
電話 011-683-2231代

切り取り線

所属（住所）変更届

旧所属・住所	〒  (電)
新所属・住所	〒  (電)
郵便物送り先	
ふりがな 氏名	

切り取り線

日本気象学会北海道支部事務局 御中

平成7年度支部総会 委任状

○総会の議決に関し、下記出席会員（又は議長）に委任します。

出席会員名 :

所属又は住所 :

氏 名 :

(印)

送付先：〒060 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌市管区気象台調査課 日本気象学会北海道支部事務局

（電：011-611-6121 内線415）

# 支部研究会発表原稿作成要領

原稿の作成は、次の各項による。

## (1) 原稿用紙

事務局指定のB4版、2,000字詰(40×50)原稿用紙2枚を使用する。この原稿用紙に書かれたものをそのまま写真でB5版の大きさに縮小して機関紙に印刷する。そのため執筆者が書いた文字・図表はそのままの姿で印刷され、原稿用紙1枚が1頁となる。

この原稿用紙をB5版に縮小する割合は0.68で、したがって図表もこの比率で縮小されるので注意のこと。

## (2) 原稿の記入

原稿の体制を統一する必要から、最初の行の中央に標題(本文より大きい文字で書き、長い場合は2行にわたっても差し支えない)、1行あけて3行目の右側に氏名と(所属)を書く。連名者が多い場合は次の行にわたっても良い。

本文は章立てとし、本文が7行目あたりから始まるように記入する。

原稿は1編を原稿用紙2枚に書き、なるべく余白を出さないように留意すること。

文字・図表などはすべて黒インクで明確に記入する。(ボールペンは不可)

本文の文字はます目一杯の大きさに記入する。和文タイプやワープロによる印字を希望します。タイプやワープロの場合はます目や行にとらわれなくて良く、同じ大きさの白紙に打っても良い。提出された原稿は編集印刷の際、用語・文字などの訂正が難しいので、原稿作成にあたっては十分に注意する。読み難い原稿は書き直しをお願いすることもあります。

## (3) 図 表

図表はその大きさや、図表中の文字・数字の大きさなどについて縮小の比率(0.68)を十分に考慮し、印刷されたものが見苦しくならないように作成する。

原稿用紙に直接図表を記入するか、図表をはりつける。グラフ用紙を使用する場合は、けい線が、本原稿用紙の青い線より濃いものは使用しない。

図表には標題と説明文も付加する。

## (4) 提出先

原稿は必ず研究発表会当日会場へ持参し、支部事務局員に提出する。

原稿に使った図や写真の返却を必要とする場合は、その旨お伝え下さい。

—— 細 氷 №40 ——

平成 6 年 10 月 25 日 印刷  
平成 6 年 11 月 7 日 発行

編 集 行 日本気象学会北海道支部  
編集委員 生 本 武  
〒060 札幌市中央区北 2 条西 18 丁目  
札幌管区気象台調査課内  
Tel (011) 611-6121 内線 415

印刷所 高 速 印 刷 セ ン タ ー  
〒006 札幌市手稲区曙 2 条 5 丁目  
Tel (011) 683-2231