



— 目 次 —

1. 支部長挨拶	原田 朗	1
2. 解説		
●エル・ニーニョと南方振動	竹内謙介 (北海道大学)	2
●最近の気候変動に関するレポートから	金戸 進 (札幌管区気象台)	11
3. 平成2年度第2回支部研究発表会要旨		23
4. 平成3年度第1回支部研究発表会要旨		42
5. 第9回夏季大学「新しい気象」講座		
●南極の気象	山崎道夫 (気象協会道本部)	65
●台風の脅威	村松照男 (札幌管区気象台)	70
●雪氷圏と人間	若濱五郎 (北海道大学)	75
●雪の結晶の研究と最近の話題から	古川義純 (北海道大学)	81
6. 平成2年度北海道支部地方講演会報告	石原 洋 (気象庁)	87
7. 平成3年度北海道支部気象講演会案内		88
8. 写真訪問		
●函館海洋気象台		89
●ブリューワー分光光度計		92
9. 平成3年度支部総会報告		94
10. 役員会報告		99
11. 平成3年度支部役員		103
12. 支部会員名簿・会員動静		104
13. 交換機関誌		117
14. 気象関係参考図書		118
15. 通信欄		127

平成3年9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

- 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 5名
- 第 九 条 理事および会計監査は支部会員の互選によって定める。
- 第 十 条 支部長および常任理事は理事の互選によって理事の中から定める。
- 第 十 一 条 幹事は支部長の指名による。
- 第 十 二 条 支部長は本支部を代表して会務を総理する。支部長に事故ある時は、支部長があらかじめ指名した常任理事がその職務を代行する。
- 第 十 三 条 理事および幹事は本支部の会務を行なう。会計監査は本支部の会計を監査する。
- 第 十 四 条 役員任期は2年とする。但し重任は妨げない。理事および会計監査は任期満了後でも後任者の就任するまでその職務を行なう。
- 第 十 五 条 総会の開催、議決等は日本気象学会定款に準じて行なう。

北海道支部役員選挙規則

- 第 一 条 理事および会計監査選挙の投票日は理事会で決定する。
- 第 二 条 支部長は投票締切日の15日前までに投票用紙および支部会員名簿を会員に配布し周知を図るものとする。
- 第 三 条 投票は無記名、文書投票とし理事は定数内の連記とし、会計監査は単記とする。
- 第 四 条 有効投票により得票の多い順に当選とする。得票数が同じものが2名以上出た場合は年長順とする。
- 第 五 条 理事および会計監査に欠員を生じた場合は、理事会の推薦によって補充する。
- 第 六 条 開票は常任理事立会のもとに行なう。
- 第 七 条 開票の結果は理事会に報告し、「細氷」または「天気」に掲載する。

支 部 長 挨 拶

春の北海道支部理事会におきまして理事および支部長へのご推薦をいただきました。役員ならびに会員の方々のご支援のもとに、支部活動に協力させていただいております。よろしくお願い申し上げます。

本年度も支部事業計画は順調に遂行されており、先に第1回研究発表会、夏季大学を開催したところです。支部機関誌「細水」は、第37号をお届けすることができました。



本支部におきましては、日本気象学会本部の計画にそって事業を行うとともに、支部会員の研究の奨励推進はもとより、相互の連絡に努めております。したがって、機関誌「細水」は、各種の記事を取り揃え、また、多くの会員に執筆をお願いしております。会員の方々には、この機関誌を利用して貰い、一層支部活動を活発にさせていただくようお薦めいたします。

来年度は、当支部におきまして日本気象学会秋季大会をお引き受けするよう計画されております。大会の用意にあたっては、会員各位の研究発表の用意はもとより、大会準備について、すでに本年度より会員のご協力をお願いいたすこととなります。会員各位のご活躍、支部活動の充実を祈念するとともに、本部および支部の事業へのご協力をお願い致します。

日本気象学会北海道支部長 原 田 朗
(札幌管区気象台長)

—解説①—

エル・ニーニョと南方振動

北海道大学低温科学研究所 竹内謙介

1. エル・ニーニョという現象

エル・ニーニョという言葉が日本でもよく聞かれるようになったのは1982-3のエル・ニーニョからである。このエル・ニーニョは観測史上最大と言われるもので、世界各地に異常気象をもたらし、一挙にこの言葉を有名にしてしまった。ほとんどの人にとってエル・ニーニョという言葉を目にするようになったのはこの時が最初であろうが、多分、最初に日本にこの言葉が一般に紹介されたのは1972-3のエル・ニーニョの時であったであろう。この時はペルー沖のアンチョビ漁が壊滅的な打撃を受け、それが回り回って日本の豆腐の値段を押し上げた現象が有名である。ちなみに、アンチョビ漁は未だに回復しておらず、乱獲も原因していたと言われる。

さて、エル・ニーニョとは一体どういう現象であろうか？ 図-1は通常の冬（ここでは特に断わらな

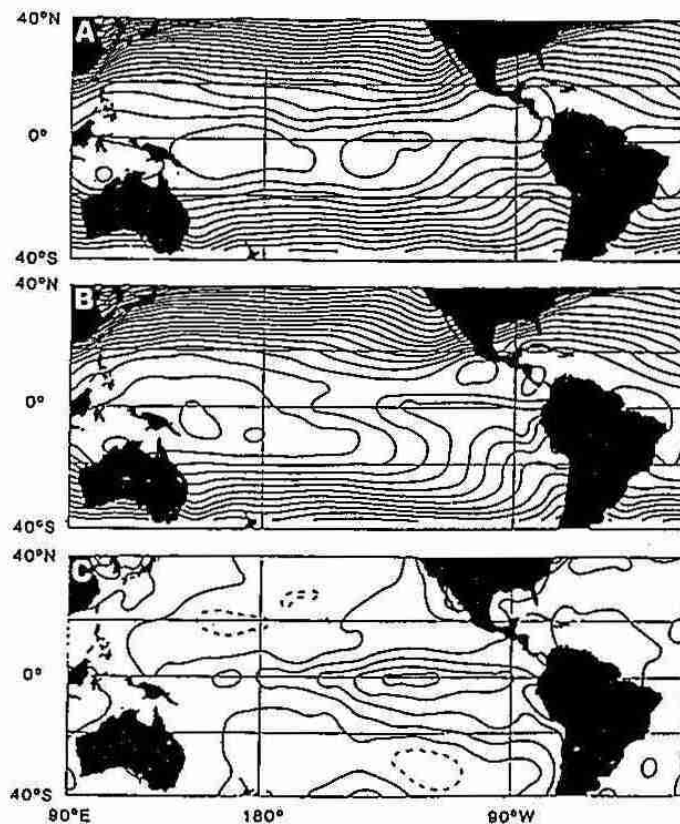


図-1 1982-3のエル・ニーニョ(A)、通常年(B)の北半球の冬の海面水温分布とその差(C)。等値線間隔は1度。(Rasmusson and Wallace, 1983 より)

い限り北半球を基準とする)の熱帯太平洋の海面水温と1982-3のエル・ニーニョの時の冬の海面水温を比較したものである。常識的には熱帯の海面水温は高いと思われがちだが、そして確かに西太平洋ではそうであるが、東太平洋ではむしろ赤道近辺が周囲より低くなっている。この冷水域は南米沖から舌状に赤道に沿って延びている。ところがエル・ニーニョの年にはこの冷水舌が非常に弱まり、東西の差は小さくなっている。むしろ、知らされないで両図を見れば、エル・ニーニョの時の分布の方が正常と思う人も多いのではないかとにかく、この様な異変で、かなり広い海域で海面水温は1-3度上昇する。このような現象がほぼ4年に一度位の割合で起きる。といっても、完全に周期的である訳ではなく、10年近く起きないときもあれば2年位の間隔で起きるときもあり、規模もいろいろである(図-2)。注意して欲しいのは、エル・ニーニョというと、この平年からの水温上昇が注目される為、いかにもこの海域の水温が周囲より高くなる様に思われがちだが、実際には元々低い所が回りに近づくだけである。

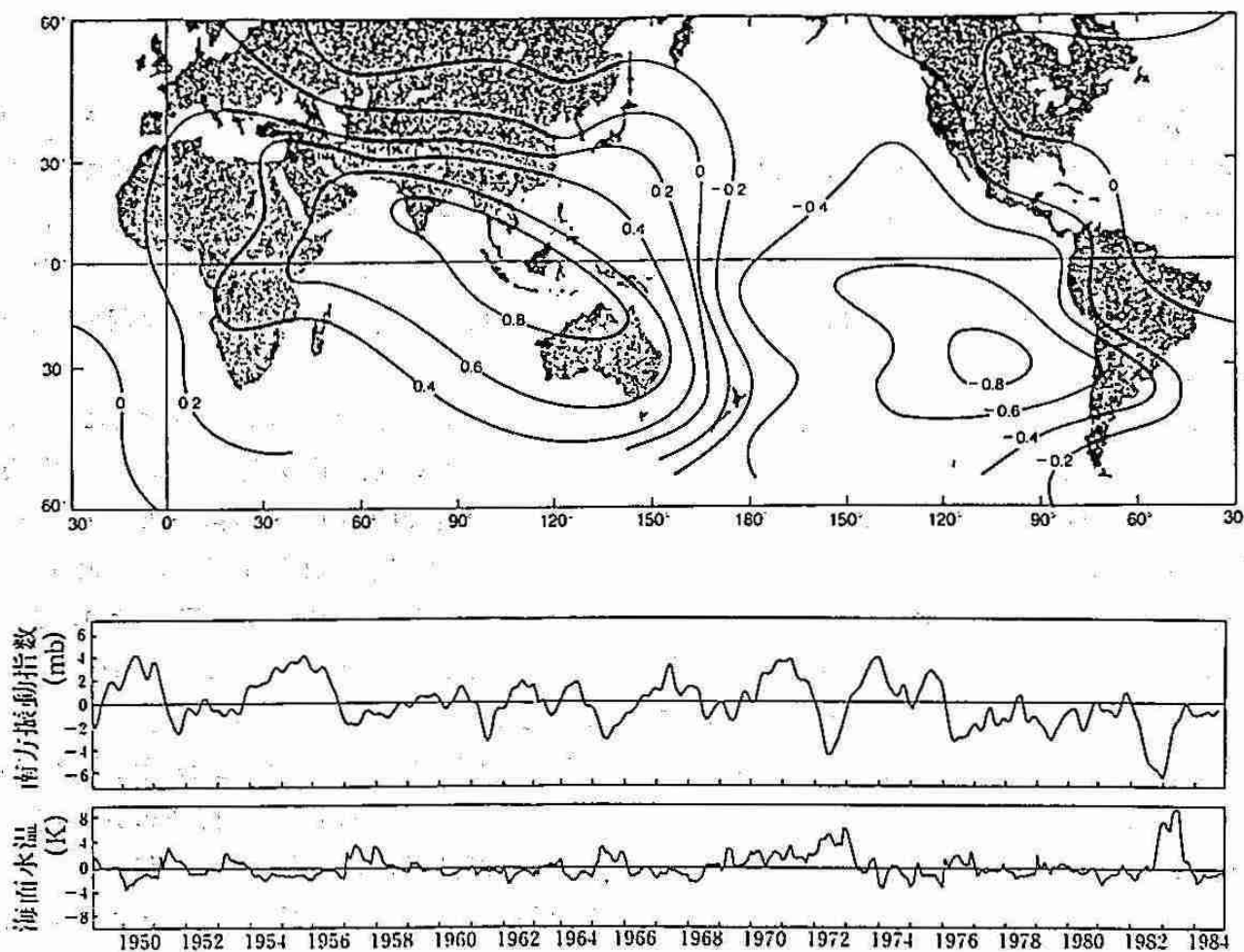


図-2 (上) ジャカルタの地上気圧の異常(平均からの偏差)と世界各地のそれとの同時相関係数。
 (中) 南方振動指数。上図での相関係数が正負でそれぞれ高い場所(ここではダーウィンとイースター島)の地上気圧の差の異常。
 (下) ペルー沖の海面水温の異常。(浅井、1988より)

エル・ニーニョの名前の由来は最近良く知られているが、スペイン語で男の子の意味で、ここでは“神の子”と言うような意味で使われている。元々はペルーの沿岸で毎年、クリスマスの頃、海面水温がやや上昇する現象を呼ぶ言葉であったからである。しかしいつの間にかもっと大きな現象に使われる様になり、そのまま定着してしまった。さらに最近では全世界的な大気、海洋の異常に使われるまで意味が拡大してきている。エル・ニーニョの研究の歴史は、エル・ニーニョという言葉の意味の拡大の歴史と言って良い。そのため、どこまで広い現象を指すのか、定義が曖昧になっている傾向がある。エル・ニーニョという言葉は南米沖の現象に限るべきと言う考え方もある。ちなみに最近ラ・ニーニャという言葉がよく使われるようになってきた。これは女の子の意味で、エル・ニーニョとは反対の現象、つまり冷水舌が強く発達する現象を言う。しかし、もともとエル・ニーニョが宗教的な意味を持った言葉であることから、特にスペイン語圏の人たちには違和感があるようだ。アンチ・エル・ニーニョという言い方もあるが、これも反キリスト的な意味合いを持ってしまう。老人を意味するスペイン語を使っている研究者もいるようだがまだ定着していない。

2. 南方振動

太陽からの放射等の外部要因はそれ程変動は大きくないのに気候は年によって変動が大きい。その原因についてはまだよく解っていない。もともと大気は熱容量が小さく、反応が速い。外部条件の変化に対して数日で平衡状態に達してしまうと言われている。その様な反応の速い大気の数年にも渡る変動にはもっと長い反応速度をもつ物が関与する必要がある。その意味で海洋が大きな役割をしていることは十分予想されたことであった。エル・ニーニョは正にそのことを示した現象であり、気候変動のメカニズムを解明する為の突破口として注目を集めている。

1982-3のエル・ニーニョで気候変動が関心を集める半世紀以上も前、しかし、エル・ニーニョに対応する大気の変動は既に知られていた。気象学者のWalker(1924)は世界各地の地上気圧の変動を比較し、大規模なシーソーを発見した。北オーストラリアを中心とする広い範囲の地上気圧が南東太平洋のタヒチの周辺の気圧と逆相関があり、数年の時間規模で両者の高低が入れ替わっている。これを南方振動(southern oscillation)と言う。その当時は原因が分からなかったが、Bjerknes(1966)の先駆的な研究により、これがエル・ニーニョと密接な関係がある、というより表裏一体の現象であることが明かになった(図-2)。エル・ニーニョ(El Nino)と南方振動を合体させてENSOと呼ぶ事が多い。

1982-3のエル・ニーニョでは影響が熱帯に留まらず、極域に至るまで全世界に及ぶことが示された。熱帯の現象がこの様に遠くまで影響を及ぼす、いわゆるテレ・コネクションの一例として有名なのがPNAパターンである。これは地球の大円上を正・負の気圧の異常が交代に現れる形で影響が遠方まで伝わるもので、太平洋から北米にかけて現れる。この様に、これまで全く関係の無いと思われた現象までエル・ニーニョとの関連が考えられるようになった。少し前までは、何でもかんでもエル・ニーニョのせいにする傾向が無きにしもあらずであった。日本ではエル・ニーニョの年には暖冬、冷夏になる傾向があるとされている。しかし、いつもそうなる訳ではなく、1989-90の冬の様にラ・ニーニャにも関わらず暖冬になった年もある。もう少し関連が強いのが台風の数で、エル・ニーニョの年には日本に接近する台風が少ない。逆に普段殆ど

台風が接近しないハワイに上陸したりする。

3. エル・ニーニョの原因

エル・ニーニョが前述の冷水舌が弱まる現象であるから、その原因を知るためには冷水舌の成因を知る必要がある。これはコリオリ力がゼロになるという赤道の特殊性が関係している。熱帯太平洋上では大雑把に言って、東風である貿易風が卓越している。北半球では風が海上を吹くと、コリオリの力の影響で海洋上層には風応力の直角右方向の流れが生じる。これをEkman輸送と言う。太平洋熱帯域では風は西向きであるから流れは北に向く。反対に南半球ではコリオリ力が逆に働き、南への輸送が生じる。結局赤道付近の上層の海水は両極方向に輸送され、それを補う為の下層の温度の低い海水が引き上げられる。これが赤道湧昇である。このため、赤道上に冷水域ができる。

しかし、なぜ東太平洋だけに冷水舌ができるのか。熱帯の海洋は図-3の様に均一の温度、塩分を持つ上層と、それらが急に变化する躍層で特徴付けられる。西向きの貿易風はこの暖かい上層の海水を西の方に押し付け、そのため西太平洋熱帯域では暖水の層が厚くなり、東では薄くなる。このため東では赤道湧昇で上昇する海水は下層の温度の低い海水であるのに対し、西ではその影響が弱くなる。

Wyrtki(1975)はエル・ニーニョの原因として、エル・ニーニョの年に主として西太平洋で貿易風が弱まることを見だし、このため西太平洋熱帯域に蓄積された暖水が東太平洋に逆流することが原因であるという説を出した。支えを失った西太平洋の暖水はやはり赤道の特殊性で、赤道に沿って東に伝播するケルビン波と呼ばれる波として東に移動し、東太平洋の上層を暖水で埋め尽くしてしまう。この仮説はその後多くの観測、数値モデルで確かめられている。

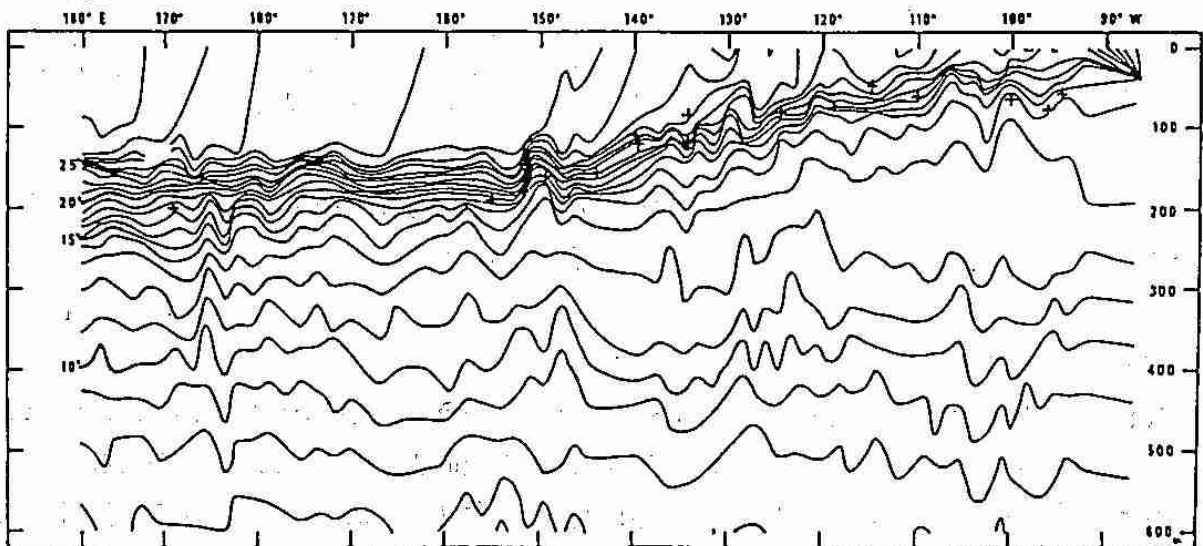


図-3 太平洋の赤道断面に於ける水温分布。(Colin et al.より)

4. 大気・海洋相互作用

それではなぜ貿易風が弱まるのであろうか？西太平洋熱帯域は世界中の海洋で最も海面水温の高い海域であり、対流活動が活発で、いわば世界中の大気の加熱の中心になっている。この上昇気流を補う為に、海面水温の低い東から大気が流れ込む。これが貿易風の成因の一つである。つまり、貿易風は西太平洋熱帯域の海面水温を維持する原因でもあり、またその結果でもある。両者が互いに支えあっているのである。

ではもし何等かの原因で、対流活動の中心が東に移動したらどうなるか？対流の西側では風の方向が逆転するか少なくとも東風が弱まることが予想される。すると暖水塊は支えを失って東に移動する。すると海面水温の高い海域も東に移動する。正の帰還が起きて、この現象は増幅する事が予想される（図-4）。Philander等(1984)は簡単な大気・海洋結合系の不安定解析を行い、'82-83のエル・ニーニョが西太平洋から発達しながら東進する様子を説明する事に成功した。このモデルでは大気の加熱が海洋上層の厚さの異常に比例するという定式化を用いている。この点については異論もあり、その後様々な定式化による不安定解析が行われている。

ともかく大気・海洋の相互作用によってENSOが起きる事についてはほとんどの研究者に受け入れられていると言って良い。それと共にエル・ニーニョが積雲対流活動の中心の移動する現象であるという認識

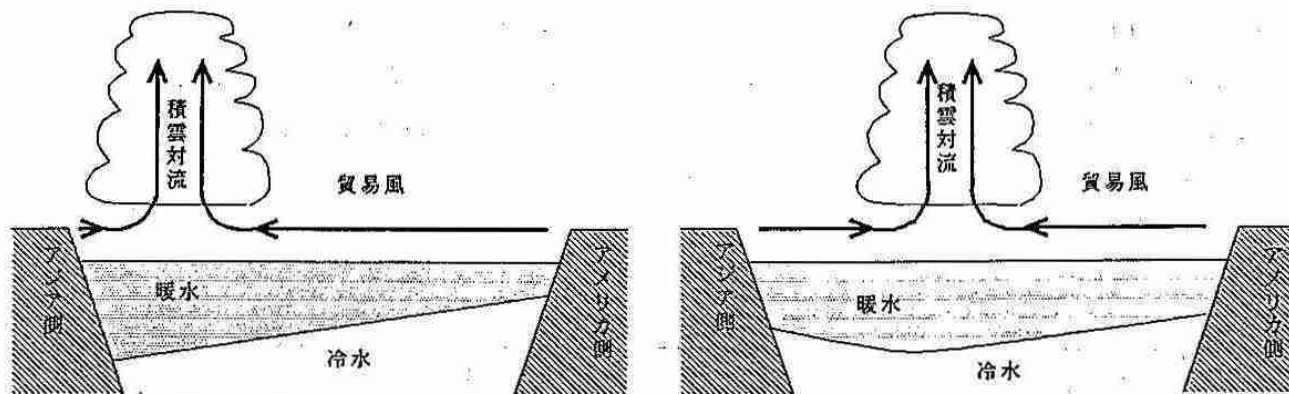


図-4 大気・海洋相互作用の概念図。(上)通常時、(下)エル・ニーニョ時。

が強まった。大気循環の熱源の変動であるから世界中の気候に影響を与えるのは不思議ではない。そして研究者の関心は大気・海洋相互作用の発端になる西太平洋に移りだした。

5. 大気・海洋結合モデルと遅延振動説

ENSOの本質が大気・海洋相互作用であるとすれば大気モデルと海洋モデルを結合させればENSOが再現できるであろうという事は当然考えられる。Cane and Zebiak(1985)は非常に単純な結合モデルを作り、これを走らせたところ、数年の周期で自励振動を始めた。この振動はいくつかの点で実際のENSOの特徴を再現している。このモデルでは大気・海洋とも太平洋熱帯域に限られ、大気は海洋の状態により準平行状態として一意的に決まってしまう。もし彼らの再現した振動がENSOの本質を現しているとする、海洋が振動の進行を司っている事になる。

その後各所で単純な結合モデル実験が行われ、同じ様な振動が次々と再現され、この振動の機構が明らかになってきた。図-5はSchopf and Suarez(1988)のモデルの結果である。大気・海洋の相互作用が起きて西風異常が強くなり、海洋には上層の暖水が赤道に集まり、これが(暖かい)赤道ケルヴィン波として東に伝播し、エル・ニーニョを起す。この時赤道の高緯度側では上層の厚さが減少し、これがロスビー波として西に伝播する。このロスビー波は西岸で反射し、上層が薄くなる(冷たい)ケルヴィン波として戻って来る。これがエル・ニーニョを終わらせ、逆の位相(いわゆるラ・ニーニャ)に入る。大気・海洋相互作用も逆になり、東風異常が起き冷たいケルヴィン波が増幅される。この時同時に暖かいロスビー波が励起され西に伝播する。これが西岸で反射し、次の暖かい位相(エル・ニーニョ)を引き起こす。

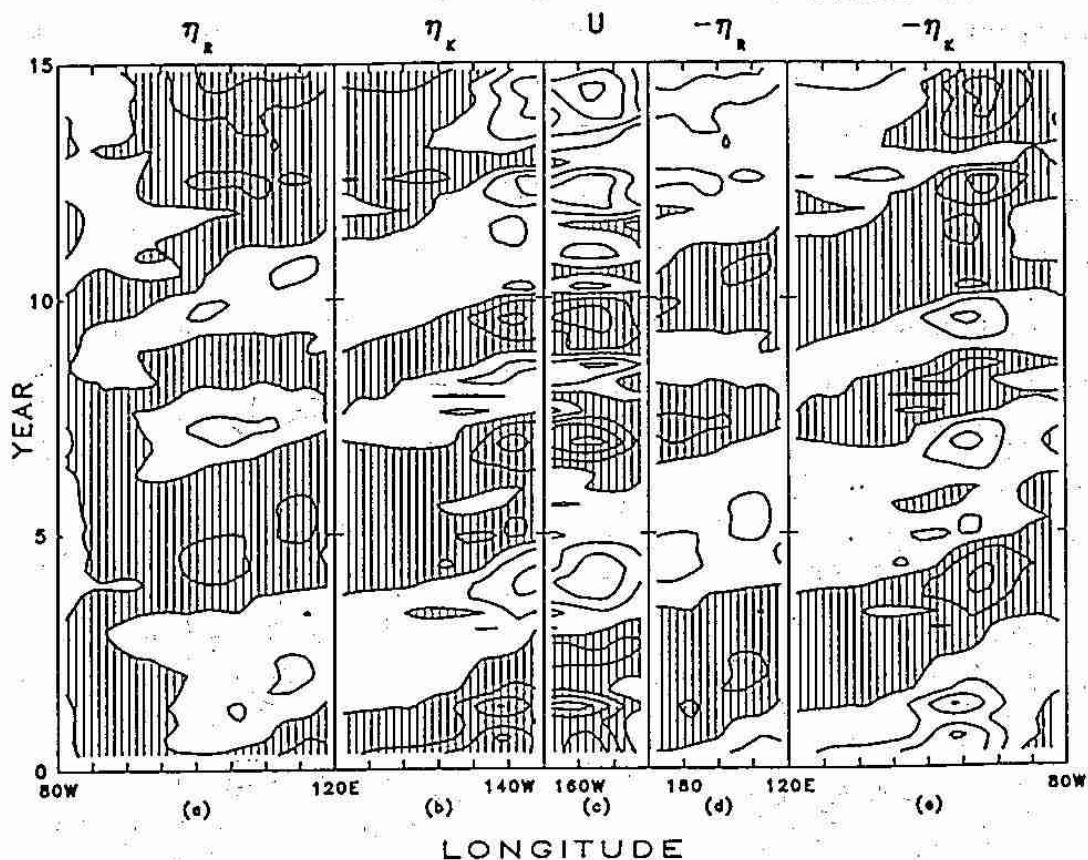


図-5 Schopf and Suarez(1988)の大気・海洋結合モデルにおける時間発展。 η は海面の高さ(海洋上層の厚さ)。Kの添字は南緯2度から北緯2度の平均でケルヴィン波の、Rは両半球5度から7度の平均でロスビー波の、それぞれ振幅を表す。Uは赤道海面上の風の東西成分。(d)、(e)では符号が逆にしてある。

Cane等のモデルで起きている現象も本質的には同じ機構によっている。これは基本的には海洋の赤道波の伝播による遅延効果に起因する自励振動である。周期は赤道波の伝播時間と相互作用の発達に要する時間で決まる。より本格的なモデル、いわゆる大循環モデルを組み合わせた結合モデルでも同じ様な機構によると思われる振動を起こす例がでてきている。但し、振幅等はやはり小さいようである。

これらのモデルでは共通して大気・海洋相互作用が実際より東で起きている。これは東太平洋の方が海面水温の変動が大きく、相互作用が起き易いからである。実際には西太平洋の海面水温が高い所の方が海面水温の変動に対して対流活動が敏感で、変動が小さくても相互作用は起こり易い。しかし、そのメカニズムがモデルではうまく表現出来ていないから起きる相違である。それだけなら些細な相違と言ってすませられそうなのだが、相互作用の位置が異なると赤道波の伝播にかかる時間が異なり、周期が変わってくる。この機構で実際と同じ様な場所で相互作用が起きるとすると周期はもっと短くなるはずである。

図-6は気象庁の東経137度線の観測から海洋上層の熱総量の異常を計算したものである。遅延振動説によれば、エル・ニーニョが起きる前には暖かいロスビー波が伝播してきて、海洋上層の厚さが増し、熱総量も増加するはずである。確かに、この期間で起きたエル・ニーニョの前年の冬にはすべて北緯5~10度を中心として正の異常が見られる。その点では遅延振動モデルは正しい。しかし、正の異常が見られるのはエル・ニーニョの前年に限らない。むしろ2年周期が目立っているようにも見える。遅延振動モデルで相互作用の起きる場所が西・中部太平洋であるとするとむしろ2年位の周期の方が考え易い。とにかく正の異常があっても必ずしもエル・ニーニョにはつながっていない点は遅延振動モデルには都合が悪い。

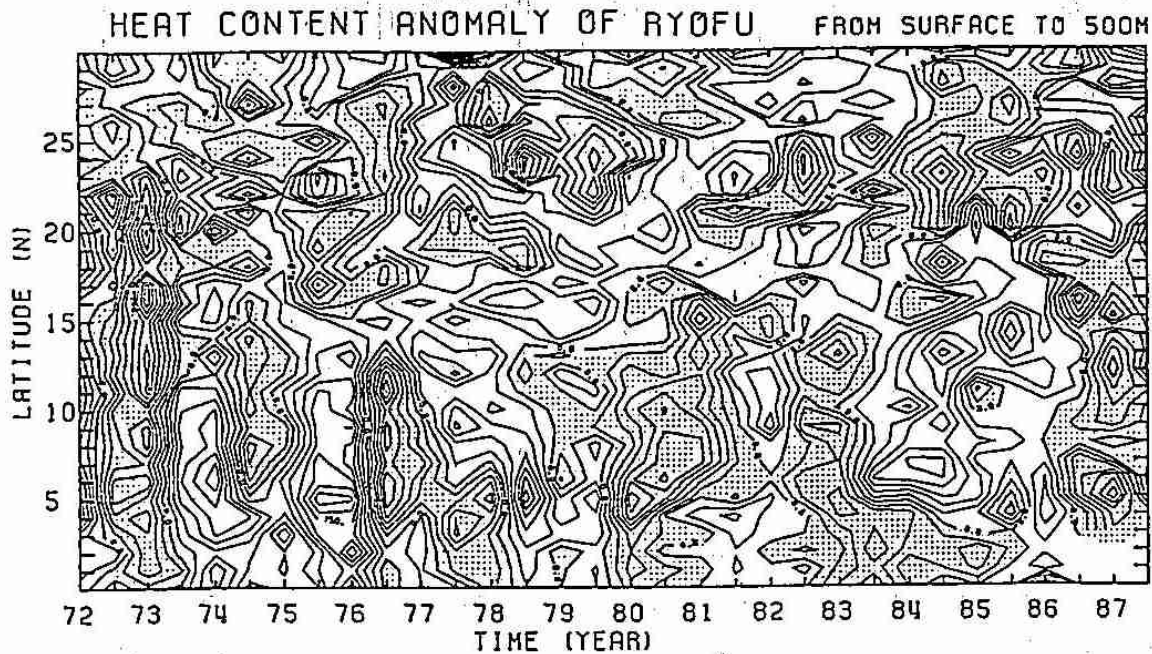


図-6 東経137度における海洋上層500mの総熱量の平均からの偏差。影は負の値を示す。

(Matsumoto and Takeuchi, 1988 より)

6. 準2年振動とモンスーン

大気・海洋結合モデル、特に単純なモデルは、ENSOが熱帯太平洋とその上の大気の結合系として閉じた系の現象であるという立場に立っている。ENSOの影響は全世界的に広がっているが、逆にそれから影響を受ける事は無いと言う考えである。それにはしかし、異論もある。その一つがインドモンスーンがE

NSOと関連しているという説である。

インドモンスーンは熱帯西太平洋の海面水温分布と非常に良い相関を持っている。前述の様に、熱帯西太平洋では2年位の周期の変動が目立つのだが、これはインドモンスーンと共通する。また、インドモンスーンはその前の冬季のユーラシア大陸の降雪量と負の相関がある。これらの事から安成は次のようなシナリオを描いている。冬季にユーラシア大陸の降雪が少ないと大陸が加熱され易く、モンスーンは強くなる。その結果西太平洋熱帯域での東風が強まり、いわゆる暖かいロスビー波を励起する。これがエル・ニーニョを引き起こす引き金となる、というものである。しかし、インドモンスーンや西太平洋熱帯域の蓄熱量の変動は2・3年周期であるのに対し、エル・ニーニョの周期はもっと長い。その変調を何がやっているのか？また、エル・ニーニョからユーラシアの積雪の変動への過程も明確では無い。

ともかく、この理論ではENSOは単に大気と海洋の相互作用で有るばかりでなく、大陸までもを含んだ結合系の変動を考えている点で今後の気候変動の研究の方向性を示しているといえる。

7. ENSOは周期現象か？

遅延振動モデルにせよ、インドモンスーンが絡んでいるという説にせよ、ENSOは周期現象であるという捉え方をしている。しかし、大気・海洋の不安定相互作用でエル・ニーニョが起きるとすると、何らかの偶発的な刺激で起きる事も考えられる。現象だけから見れば完全な周期性は見られないし、さりとてまったくデタラメに起きている様でも無い。果たしてENSOは周期現象が変形した物なのか、偶発現象が修飾された物か（例えば一回起きるとしばらく起きにくいような条件になる）という事であろうか。言い替えれば前回のエル・ニーニョは次のエル・ニーニョにどう影響しているのであろうか。これはエル・ニーニョの予測の可能性に大きな影響がある。

不安定相互作用の引き金として注目されているものに西風バーストがある。これは10日間位の時間スケールで西太平洋熱帯域で強い西風が吹く現象である。これに伴ってよく南北両半球に対する渦が出来、台風やサイクロンに発達する。この西風バーストは季節内変動と関連していると思われるが、今一つ明確では無い。また、西風バーストそのものが西太平洋の海面水温やモンスーンの状態に影響されることも有り得るので、これがエル・ニーニョの引き金であるとしても必ずしもENSOに周期性が無いとは言えない。

この西風バーストとそれによる海洋の反応を調べようというプロジェクトがCOARE (COUPLED OCEAN ATMOSPHERE RESPONSE EXPERIMENT)である。これによってエル・ニーニョ発生のメカニズムの解明に有用な情報が得られる事が期待されている。

8. 終わりに

大気と海洋の相互作用で起きる気候変動はエル・ニーニョだけでは無いであろう。また更に陸水、生物、さらには人間活動が絡んだ現象もあるだろう。その意味でエル・ニーニョの研究はその始まりに過ぎない。より広い視野の研究者がより多く必要になるであろう。

文 献

- 浅井富雄, 1988: 気候変動. 東京堂出版, pp202.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820-829.
- Cane, M. A. and S. E. Zebiak, 1985: A theory for El Nino and the Southern Oscillation. *Science*, 228, 1085-1087.
- 松本善之, 竹内謙介, 1988: 気象庁137E線観測データに見られる西部熱帯太平洋の経年変動とそのENSOとの関連. 北海道大学地球物理学研究報告, 51, 63-75.
- Philander, S. G. H., T. Yamagata, and R. C. Pacanowski, 1984: Unstable air-sea interactions in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, 41, 604-613.
- Rasmusson, E. M. and J. M. Wallace, 1983: Meteorological aspects of the El Nino/Southern Oscillation. *Science*, 222, 1195-1202.
- Schopf, P. S. and M. J. Suarez, 1988: Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, 45, 549-566.
- Walker, G. T., 1924: Correlation in seasonal variations of weather, IX: A further study of world weather. *Mem. India Met. Dept.*, 24, 75-131.
- Wyrtki, K., 1975: El Nino-The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 572-854.

— 解説② —

最近の気候変動に関するレポートから

札幌管区气象台予報課 金戸 進

1. はじめに

近年、人間活動に伴う大気中の温室効果気体（二酸化炭素、フロン、メタン、一酸化二窒素、オゾン等）の増加による地球大気の温暖化が心配されている。ここでは、気象庁が1974年以来5年毎に発表している「異常気象レポート」と、1990年に発表されたIPCC（気候変動に関する政府間パネル）報告「気候変動の科学的評価」などをもとに、温暖化問題の経過をたどってみる。

2. 観測事実と放射平衡理論

気候変動と温室効果気体の増減になんらかの関係があることは確かである。南極の3000mの厚さにもおよぶ氷床に捕らえられた空気の分析によると（図-1）、最近の1-6万年間の気温の変動幅は10°C程度にも達しており（重水素濃度による推定）、その変動は二酸化炭素濃度の変動と良く一致している。この間、二酸化炭素濃度は180~300ppmvで変動しており、最近1万年間はほぼ280ppmvで一定であった。また、別の氷床コアによる最近2世紀の二酸化炭素濃度資料（図-2）からは、17世紀の産業革命以後の増加が明らかで、1958年以降の高精度の実測では、現在350ppmvを越えるまでになっている。一方、最近100年間の気温上昇は、全球平均で0.3~0.6°Cと推定されている（図-3）。しかし、これらの観測事実だけでは関係があるということは出来るがどちらが原因なのかははっきりしない。

放射平衡理論は惑星の表面温度を推定するものとして一般的である（表-1）。地球の場合、大気に温室効果気体が含まれない場合、地球表面温度は現在より33°Cも低いことが計算されており、大気の大部分が温室効果気体の金星ではその差は523°Cにおよんでいる。これはアルベドなどほかの条件が全く変わらないことを仮定してはいるが、上の関係をよく説明している（詳細は細水35号など）。

3. 気候モデル

より細かく気候変動を調べるために、気候状態を決める基本的な要因を含んだ気候モデルが使われている。ここで、さまざまな気候モデルをIPCC報告から見てみよう。気候モデルは、CO₂倍増実験グループとCO₂増加実験グループに分けられる（表-2、3）。どちらも全球モデルで大気と海洋の相互作用も扱いは多少異なるが取り入れられている。CO₂倍増実験では、現在の大気中CO₂濃度を用いたコントロール実験ならびにCO₂濃度倍増における変動実験の双方について、平衡状態の気候に至るまで十分長い時間積分が行われ比較されるが、場合によっては今日の計算機では平衡状態に至らない。一方のCO₂増加実験は、実際の大気中のCO₂濃度増加率または想定される増加率で徐々に増加させるもので、海洋の熱輸送を忠実に

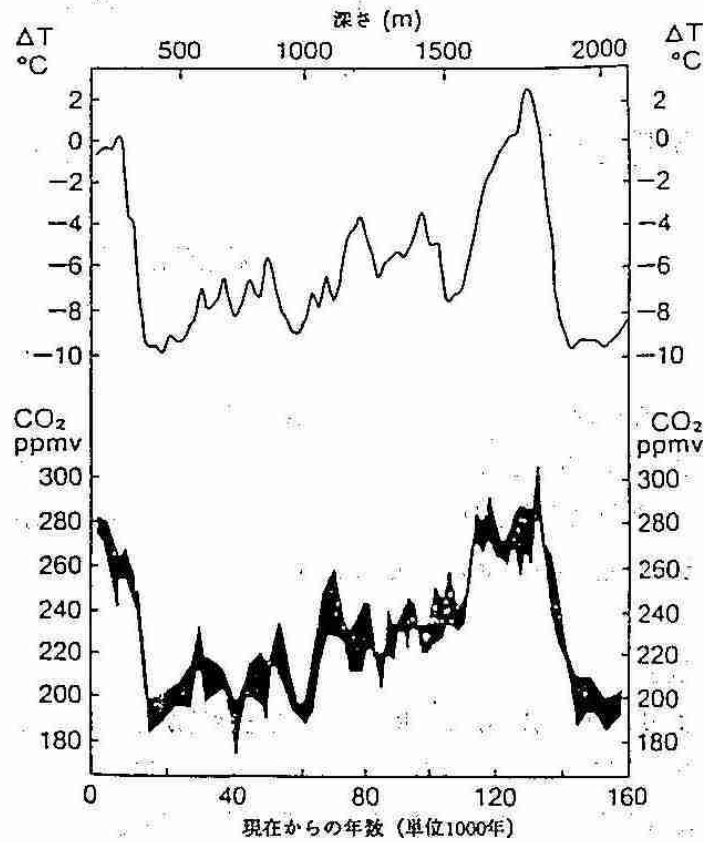


図-1 過去16万年間のCO₂濃度(下)と推定した気温変化(上)。
南極ポストーク基地の水床コアにより求められた。気温変化は重水素濃度からの推定。

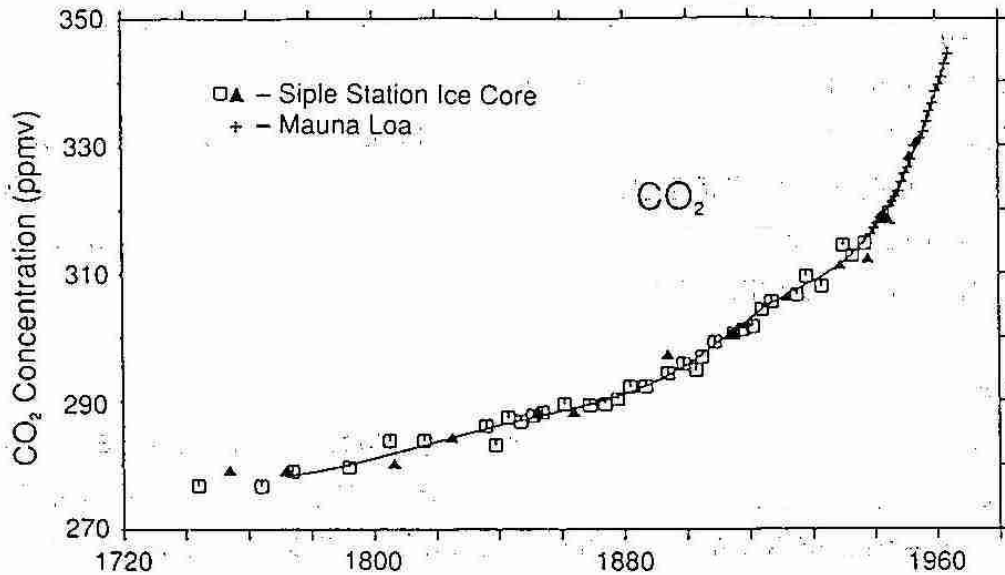


図-2 過去250年間の大気中のCO₂濃度の増加。
南極サイプル基地の水床コア中の大気(□、▲)と、ハワイ、マウナロアの大気(+)

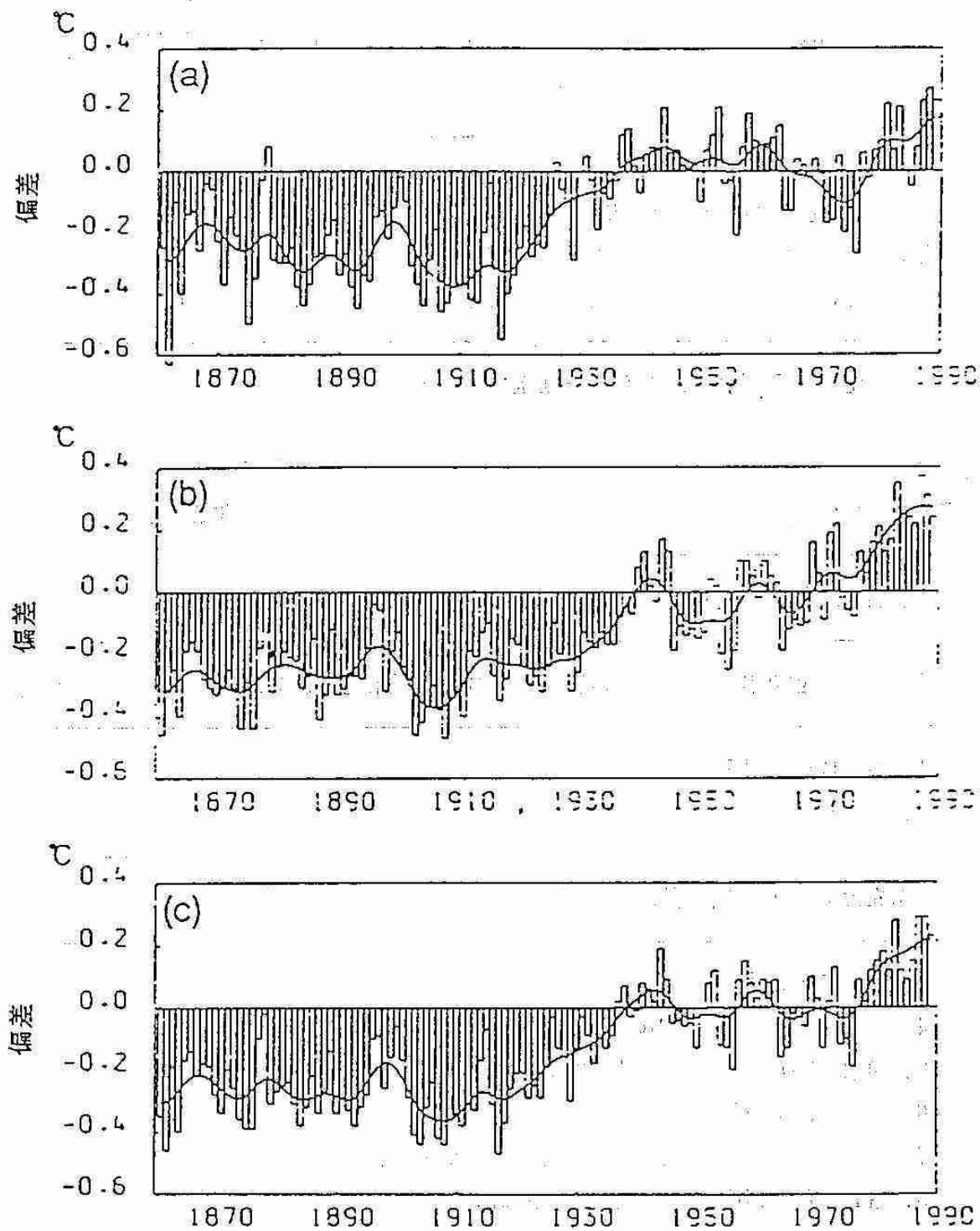


図-3 1861~1989年の地上気温 (a) 北半球 (b) 南半球 (c) 全球。
陸上気温と海面水温を結合し、1951~1980年の平均からの偏差で表す。

表-1 惑星大気の成分と推定される地表面温度および観測された地表面温度。

惑星	大気成分	地上気圧	温室効果が 無いとしたときの 地表面温度	観測された 地表面温度	温室効果
金星	CO ₂ (>90%)	90気圧	-46°C	477°C	523°C
地球	N ₂ , O ₂	1気圧	-18°C	15°C	33°C
火星	CO ₂ (>80%)	0.007気圧	-57°C	-47°C	10°C

地球の温室効果気体はCO₂~0.04%, H₂O~1%

表-2 CO₂倍増実験の概要(すべて、現実的な地形と日射の季節変化を考慮)

実験番号	実験機関	備考
雲分布は東西方向に一様、海洋の熱輸送はない、日変化を含まない		
1.	GFDL (米国)	
2.	"	
雲分布は可変的、海洋の熱輸送はない、日変化を含まない(5以外)		
3.	OSU (米国)	
4.		(3)の雲の取扱を改善
5.	気象研究所(日本)	平衡状態に未到達
6.	NCAR (米国)	
7.	"	(6)の海水と積雪のアルベドを改善
8.	GFDL (米国)	(2)に雲の変化を計算
雲分布は可変的、海洋の熱輸送をあらかじめ与える、日変化を含む(13, 14以外)		

- 9. AUS (オーストラリア)
- 10. GISS (米国)
- 11. " 鉛直方向の層の数を増加
- 12. " (11)で多すぎる海水を制御
- 13. GFDL (米国)
- 14. MGO (ソ連) 進行中
- 15. UKMO (英国)
- 16. " (15)で表面過程を改善
- 17. " (16)に雲水量スキームを導入
- 18. " (17)で氷形成過程を変更
- 19. " 雲の放射特性が可変

水平解像度が高い、日変化を含む (21以外)

- 20. CCC (カナダ)
- 21. GFDL (米国) 海面水温は(13)の結果を与える
- 22. UKMO (英国) (18)に重力波トラップを導入

表-3 CO₂増加実験の概要 (すべて、現実的な地形と日射の季節変化を考慮)

実験番号	実験機関	備考
1.	GFDL (米国)	年1%のCO ₂ 増加率で100年間積分
2.	NCAR (米国)	年1%のCO ₂ 増加率で30年間積分、雲分布を固定
3.	MPI (ドイツ)	CO ₂ 倍増の下で25年間積分、日変化を含まない
4.	UHH (ドイツ)	CO ₂ 倍増の下で25年間積分、日変化を含まない

シミュレートするため、大気と海洋を力学的に結合するモデルが用いられている。

CO₂倍増実験による気温上昇と降水量増加の関係を見よう (図-4)。全球平均昇温量は1.9~5.2°Cで昇温量が大きいモデルでは降水量変化率 (増加) も大きい。ただし、昇温にともなって蒸発量も増加する

ので、必ずしも陸面がより湿ることではない。このほか、モデル間で一致している大規模な変化として、以下の点があげられている。

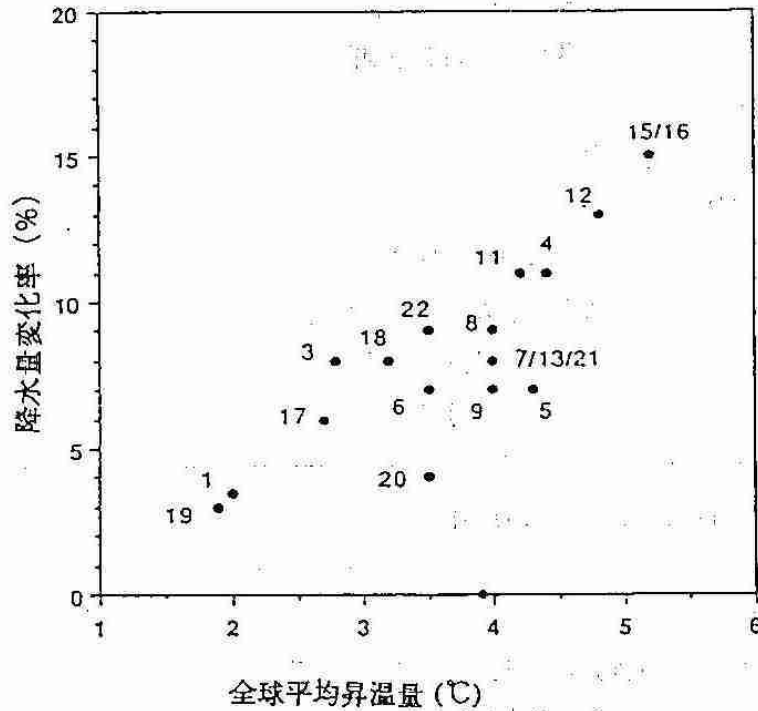


図-4 CO₂倍増実験による気温上昇と降水量増加の関係。
数字は表-2の実験番号。

気温では、

- (1) 全てのモデルでは地表面及び対流圏（下層大気）が昇温し、成層圏が降温する。
- (2) 全てのモデルでは高緯度で晩秋から冬にかけて昇温が著しい。
- (3) 北極域の海氷上では夏期の昇温は全球平均より小さく、南極周辺でも同様である。
- (4) どのモデルでも熱帯域の昇温はほぼ2~3°Cであり全球平均より小さく、季節による違いも少ない。
- (5) 北半球中緯度大陸上、夏期の昇温はほとんどのモデルで全球平均よりも大きい。

降水では、

- (1) 高緯度及び熱帯では年中、中緯度では冬期に、全てのモデルで降水が増加する。
- (2) 亜熱帯乾燥帯では増加域、減少域はあるが、全般に変化は小さい。
- (3) 南西アジアモンスーンの強化に伴って降水が増加することを多くのモデルは示しているが、全体的に大陸スケール以下での変化はモデル間で異なっており、特に熱帯域では違いが大きい。

土壌水分では、

- (1) 全てのモデルで、冬期北半球高緯度の大陸上で土壌水分が増加する。
- (2) ほとんどのモデルでは夏期、北半球中緯度で地表面の大規模な乾燥化が起きる。

平均海面気圧では

- (1) 南半球中・高緯度では年中気圧の南北経度が減少しており、中緯度の西風の弱まりを示唆している。

- (2) 12, 1, 2月には、ほとんどのモデルでニューファンドランド島沖で気圧が高まっており、アイスランド低気圧の東偏、シベリア高気圧の弱まりに関係して東シベリア域での気圧の低下がみられる。
- (3) 6, 7, 8月には、ユーラシアで気圧が低下し、モンスーン低気圧を強め、インドでは気圧が上昇し、モンスーントラフの北上を示唆している。アゾレス高気圧の弱まりも見られる。

CO₂増加実験の結果が発表されているのはこの時点で3例だが、これらのモデルの気温変化についての共通点として、

- (1) どの時点においても昇温は倍増実験の平衡値よりも小さい。
- (2) 昇温を示す地域は低緯度よりも北半球高緯度で一般に大きいのが、実験初期の段階では東西方向に一様ではない。
- (3) 自然変動と比較して大きな昇温が亜熱帯海域でみられる。

CO₂倍増実験の結果を、アジア極東域に注目して紹介している「温室効果気体の増加に伴う気候変化(II)」(1990、気象庁気候問題懇談会温室効果検討部会)から各モデルの結果を示す(図-5)。IPCC報告では気象研究所(MRI)のモデルは一つだけであったが、ここでは海面水温を1~2°C上昇させた実験も含まれている。

気象研究所の通常実験では昇温域の極大がシベリアと北太平洋に現れているが、北太平洋の昇温はほかのモデルと大きく異なっている。この点について「異常気象レポート'89」は、このモデルでのコントロール実験ではこの付近まで海水域になっていて、観測に比べモデルは高緯度で低温になっているとして、実際の昇温はもっと高緯度で起こると予想されるとしている。なお、気象研究所の通常実験と海水温上昇実験では気温上昇量の程度がかなり異なっている。

4. 異常気象レポートから

「異常気象レポート」(近年における世界の異常気象と気候変動—その実態と見通し—)が発表されるようになったきっかけは、1974年当時さかんに話題にされた、氷河期に向かっているのではないかという疑問に答えるものであった。確かに、当時の状況を見てみると、北半球の高緯度を中心に寒冷化の傾向が見られ、一方でエルニーニョによるイワシの漁獲減少に伴う大豆の高騰など食料危機が言われ、さらにローマ・クラブによる「成長の限界」が発表されるなど、人間活動と地球環境の関連に目が向けられ始めた時期である。

このときの「異常気象レポート」では、とりあげている気候の寒冷化は高々数十年または百数十年の気候変動の問題であり氷期、間氷期とは時間尺度が二桁ぐらもちがう異質の問題であるとしており、寒冷化の傾向は、太陽活動や気候変動の周期性と持続性を前提として予測する時には、十数年続くことが考えられるとしている。なお、気候変動の原因としては、太陽活動、火山爆発、細塵(エアロゾル)、炭酸ガス、人工熱源があげられており、特に際だって確定的とみなし得る学説はないとしている。

氷河期は、今から200万年位前から1万年前までに地球の気温が約10万年の周期で5~7°C変動し、氷河・氷

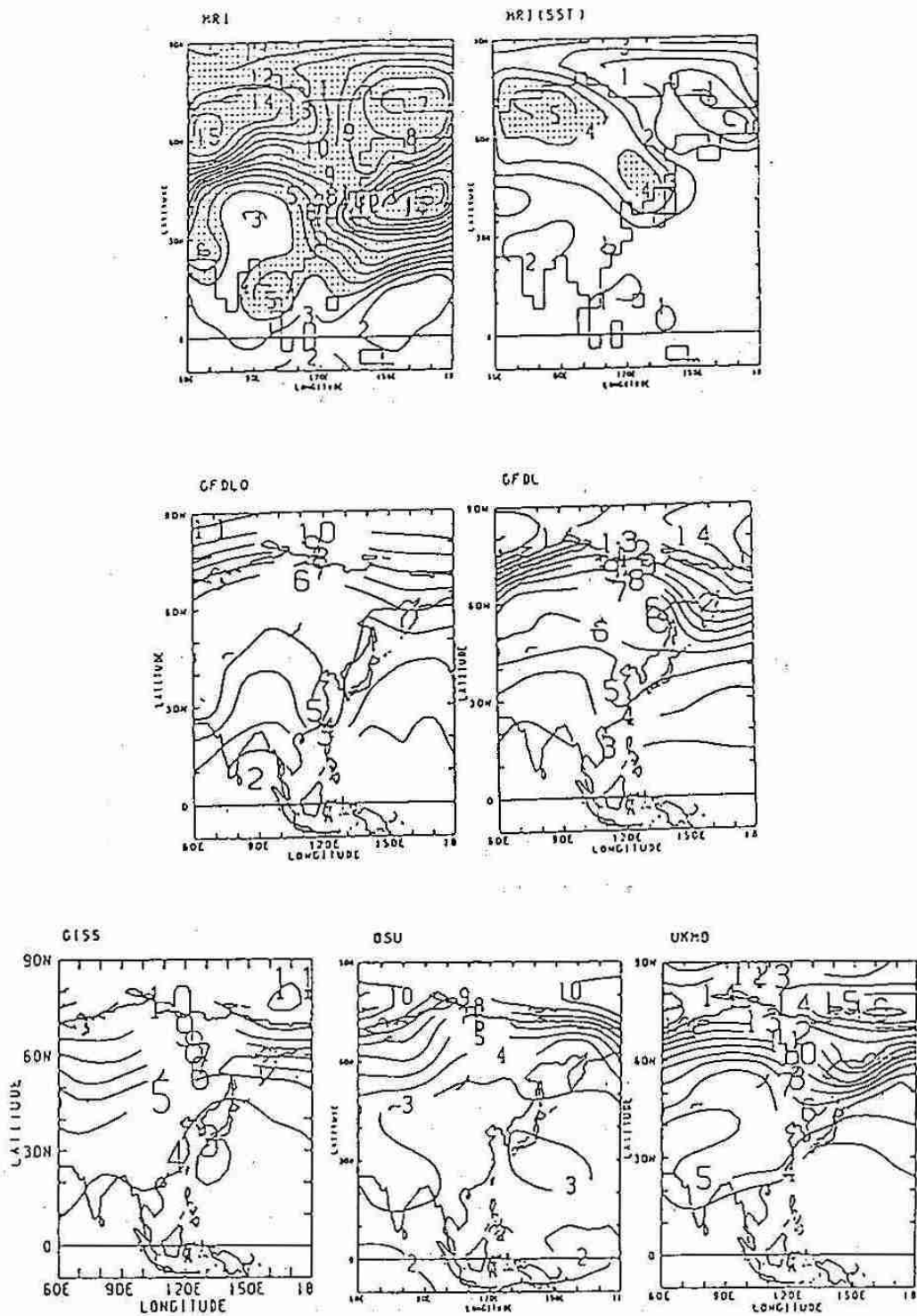


図-5 CO₂倍増実験による12、1、2月平均の地上気温の変化(単位は°C)。

【上左】 気象研究所モデル(実験番号5) 【上右】 気象研究所モデル(海水温上昇)

【中左】 GFDLモデル(13)

【中右】 GFDLモデル(8)

【下左】 GISSモデル(11)

【下中】 OSUモデル(4)

【下右】 UKMOモデル(16)

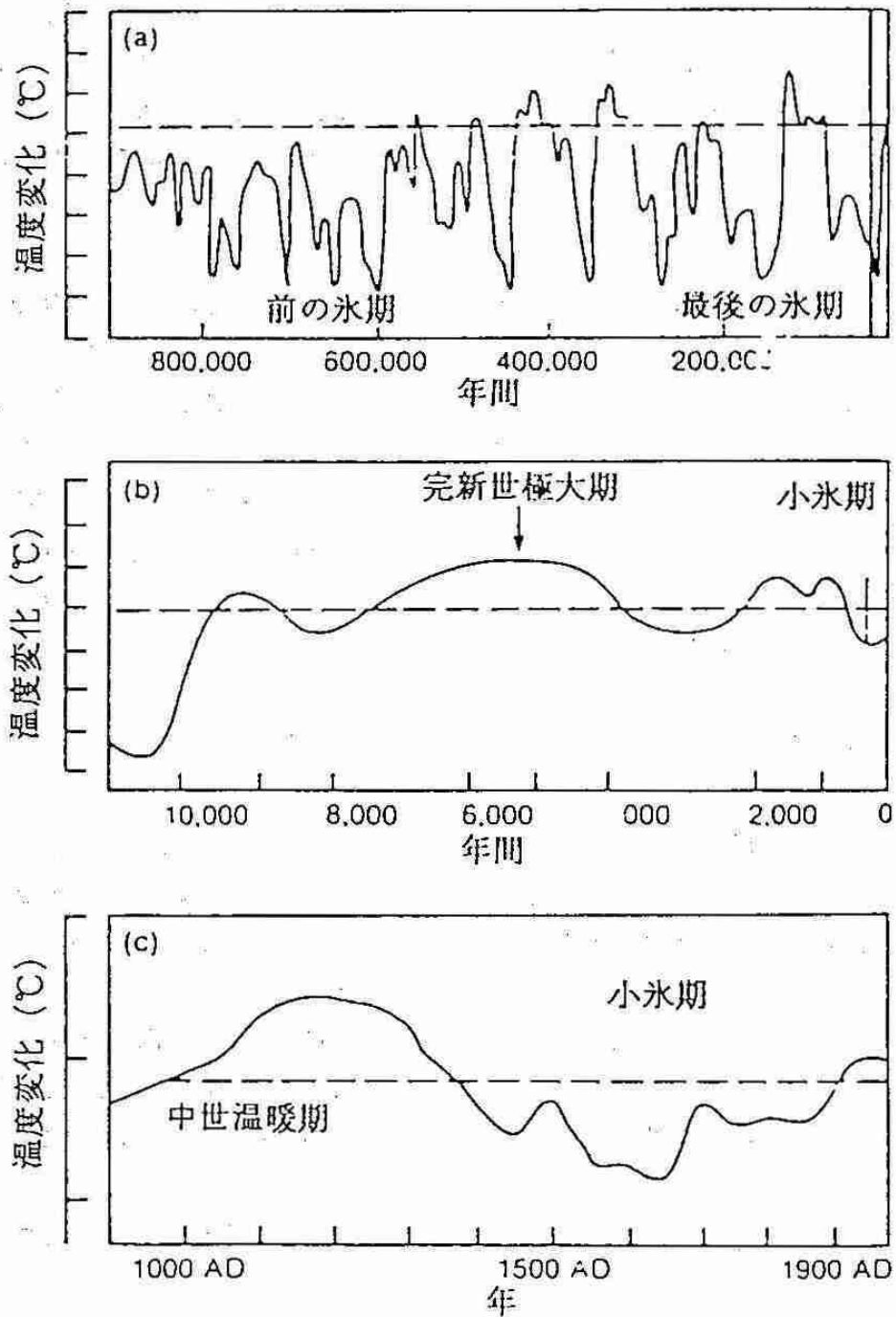


図-6 更新世以降の、3つの時間スケールの全球気温変動の概要。

(a) 過去100万年、(b) 過去1万年、(c) 過去1000年。

破線は、20世紀始め頃の状態を表す。目盛りは1°C毎。

床面積と海面水位も大きく変化した時期である(図-6)。現在は、約1万年前に始まった間氷期が続いており、この間の気温変動幅は2°C程度だが、この程度の変動でも、約6000年前を中心とする温暖期(完新世極大期)、12~13世紀の温暖期や15~17世紀の小氷期などの変動が人間活動に大きな影響を与えている。なお、

1974年当時のNOAA（アメリカ海洋大気局）の気候予測に関する見解は、「現在の間氷期は、すでに1万年位を経過しているので、これ以上、あまり長くは続かないかも知れないことが考えられる。今後千年から数千年のうちに、さらに氷期の状態に急速に移行する時期があると想像できる。しかし、多分、このようななりゆきは、今日、唯今の差し迫った危険としての意味で、取り上げられるべきではないであろう。」となっている。

続いて1979年に発表された「異常気象レポート」は、北極地方の寒冷化はおさまったが中緯度で寒冷化しており、数十年ないし百数十年の時間スケールでみた気候の寒冷化傾向は変わっていないとしているが、人間活動により寒冷化が和らげられるとする温暖化説もとりあげられている。ここでは、二酸化炭素の増加による温暖化のほかに人間活動による気候変動の可能性として、フロンと成層圏航空機によるオゾン破壊、都市化・工業化による温暖化・大気汚染、森林の乱伐など広範囲にわたった問題があげられている。さらに、これらのなかでは、二酸化炭素による温暖化作用が欧米で強調されるようになってきているとしている。なお、このときの予測の中で、北極地方の温暖化が中緯度に波及するのに20年ぐらいかかるので、1990年頃から温暖化に向かうという一項目がある。

3回目となる1984年の「異常気象レポート」は、日本での1980年から83年の4年連続の水稲の不作など寒冷化が目立った地域もあったが、北半球平均では昇温傾向がみられ特に高緯度で温暖化が目立ち始めており、今後10年程度の気候は、北半球平均気温は寒・暖を繰り返しながらもゆっくりと上昇すると予想している。このころになって、二酸化炭素が気候に及ぼす影響が数値的に予想されるようになり、21世紀における二酸化炭素の温室効果による気候の温暖化は不可避であるとの見方が強まっているとしている。

最新の1989年の「異常気象レポート」は、数十年後の気候変化の見通しを、以下のように述べている。

- (1) 全球平均の地上気温は温室効果気体による上昇に自然的要因による変動が重なった形で、変動を繰り返しながらも徐々に上昇する。温室効果気体が現在とほぼ同じ増加率で増え続けるとすれば、2030年代に、現在より1.5～3.5℃程度上昇する。
- (2) 全球平均の降水量は増加し、一方、蒸発量も増加する。中緯度の多雨帯は、特に北半球で極方向に移動する。
- (3) 過去の全球平均地上気温と海面水位との相関関係から、1.5～3.5℃の全球平均気温の上昇に伴って、20～110cm海面水位の上昇が起こる。
- (4) 異常気象の発生総数の増減を予測することは困難であるが、気温の上昇傾向により異常高温が増加する。降水分布の変化に伴い、地域により異常多雨あるいは異常少雨が増加する。

この時に予想された気温上昇の程度や海面水位の上昇の程度はその後多少の修正が必要となっているが、定性的には気温が上昇し、海面水位が上昇するとの予想が大勢であることは現在も変わってはいない。この

ような気候変化に伴い様々な災害の増加が予想されているが、一方では、かえって気候状態が良くなる地域も出て来る可能性があり地球全体としては好ましい変化だとする専門家もいる。確かに、これらの数値は地球の歴史から見れば気候変化の程度として特に大きなものではないが、いま温暖化が問題とされる理由は、この様な気候変化が短い時間に起こるといふことのようなのである。

5. おわりに

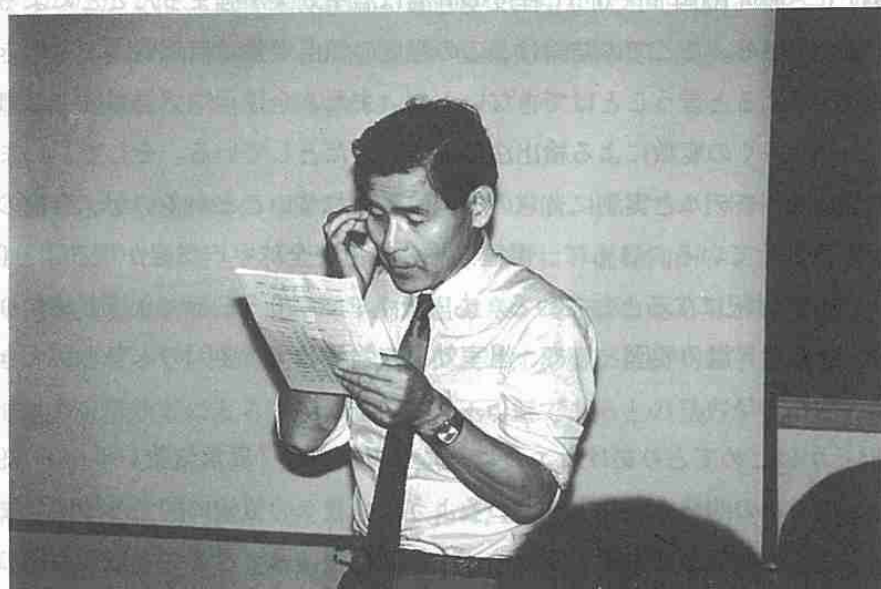
1960年代の北半球高緯度の寒冷化など原因のはっきりしない変動も多い。もちろん、二酸化炭素濃度の変動があった訳でもない。このように、気候変動の原因を特定することはかなり困難である。温暖化については、全球規模で見れば、観測された気候変化と気候モデルによる予測はほぼ一致しているが、モデルに含まれていない気候変化要因も多い。予測についても、モデル間に気候感度などについて違いがあり。また観測されている変化の振幅は小さく、時間的にも空間的にもノイズレベルに近い。IPCC報告では「観測による温室効果の検出」という章を設けて、最近100年間で0.5°C程度の昇温は温室効果が強まったことによる、とはっきり言えるかどうかを論じてさえている。ここでの結論は、この程度の気温変動は自然要因でも起きるので、必ずしも温室効果の強化のみによるということとはできないとし、また、全球平均気温単独では気候変動検出の指標としては不適切で、より多くの変数による検出法によるべきだとしている。そして、いまのところこの多変数を用いた検出法からは、モデルと実測に有意の相関は得られないことが多いが、今後のモデルの改良などで変わる可能性はあるとしている。さらに、温室効果の検出を全球平均気温が現在より0.5°C高くなった時と仮定すると、それは21世紀になるとしている。もっとも、この0.5°Cという値もかなり恣意的であるとしていて、結局、観測された昇温の要因として、温室効果の強化と自然要因のどちらが大きいのか、または同じ程度なのかははっきりしない。

さらに、「異常気象レポート'84」がはじめてとりあげたエルニーニョ現象や、「異常気象レポート'89」がこれまでは全く無かったオゾンホールの問題を取り上げているように、我々の気候に関する知識はまだまだ十分といえるものではない。このような状態に対応するため、IPCC報告は、さまざまな観測網の維持、新しい観測システムの開発と、さまざまな研究計画の推進を求めている。

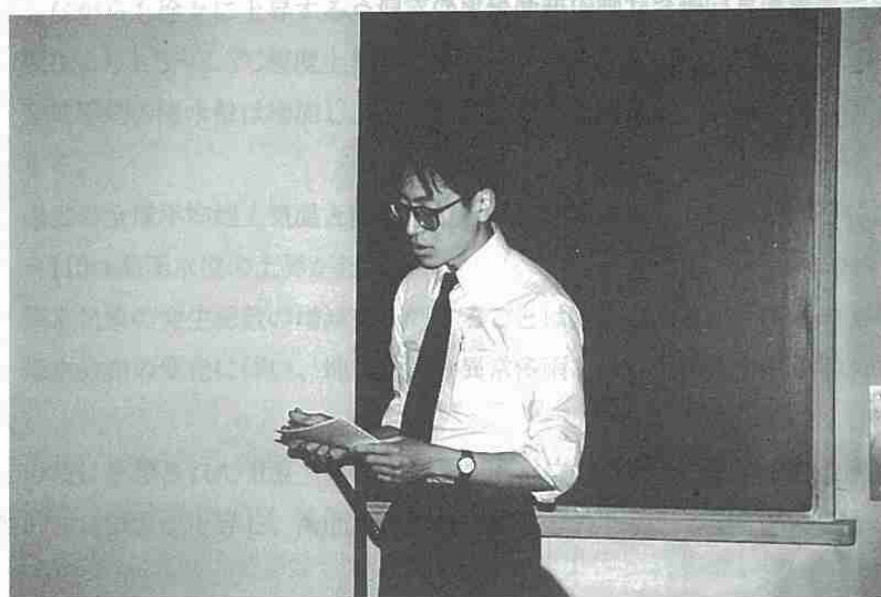
平成3年度第1回支部研究発表



◀研究発表 竹本明生会員



◀研究発表 大川 隆会員



◀研究発表 清水収司会員

—発表会要旨①—

平成2年度第2回支部研究発表会要旨

日時：平成2年10月31日（水）

場所：札幌管区气象台 大会議室

1. 大規模場から見た暖候期の北海道の大雨.....	24
前札幌予報課	石原 洋
2. 北海道オロフレ山系南東斜面の降雨機構.....	26
—ドップラーレーダーによる雲内の気流観測—	
北大・理	岩波 越
" "	上田 博
" "	菊地 勝弘
北大・環境研	小泉 直子
北大・理	高橋 暢宏
" "	松浦 馨
3. 中規模雲に伴う降雨の解析.....	28
北大・環境研	若松 英寿
北大・理	播磨屋敏生
4. 1989年台風14号、17号による大雨.....	30
札幌・予報課	四宮 茂晴
小樽測候所	菅原 聡
5. 多結晶の初期氷晶の成因について.....	32
北大・理	菊地 勝弘
" "	原田 素子
6. 2台のドップラーレーダーによる帯状収束雲の観測.....	34
北大・低温研	佐藤 晋介
名大・水圏研	藤吉 康志
北大・低温研	若濱 五郎
北大・理	城岡 竜一
" "	上田 博
7. 札幌の圏界面について.....	36
札幌・高層課	宮内 誠司
8. 北海道における過去70年間の気象の変化について.....	38
北大・低温研	仲山 智子
" "	福田 正己
9. 石狩平野に上陸した渦状擾乱のドップラーレーダー観測.....	40
北大・理	城岡 竜一
" "	上田 博

1 大規模場から見た暖候期の北海道の大雨

石原 洋 (前札幌予報課)

1、はじめに

一般に、日本の天候は北極の極渦の動向や、フィリピン付近の対流活動の強弱、さらにエルニーニョやラニーニャといった現象に左右される。たとえば、冬期にフィリピン付近の対流活動が活発になると、日本に寒気が入りやすくなる。また夏期においては、エルニーニョ年には台風の発生が平年より少なく、梅雨明けが遅れる傾向がある。しかし北海道に話を限定すると、夏期における、熱帯の対流活動と北海道の天候との関係は、本州や九州のそれと比べて、あまり明確ではないと言われている。

そこで、北海道の大雨の現れ方に何か規則性がないかを探り、さらに、大雨と熱帯（インドの南やフィリピンの東）の対流活動の季節内変動との関係調べてみた。

2、調査方法

ここでいう大雨とは、任意の24時間に道内の1地点以上（気象官署、アメダスなど）で50ミリ以上の雨が降った場合をさす。そして、その雨をもたらしたじょう乱による一連の雨の降り始めから降り終わりまでを「ひと雨」とする。1981年から1989年の4月から10月の間に、道内で発生した、上記大雨を含むひと雨をすべて検索し、それらがどの半旬に発生したか調べた。その際、ひと雨が1つの半旬におさまる時もある、2つの半旬にまたがる時もある。そこでひと雨に2ポイントずつポイントを与え、ひと雨が1つの半旬におさまる場合は、その半旬に2ポイント、2つの半旬にまたがる場合は、各半旬に1ポイントずつつけることにした。図1にポイントのつけ方の例をいくつか挙げる。

○ は「ひと雨」

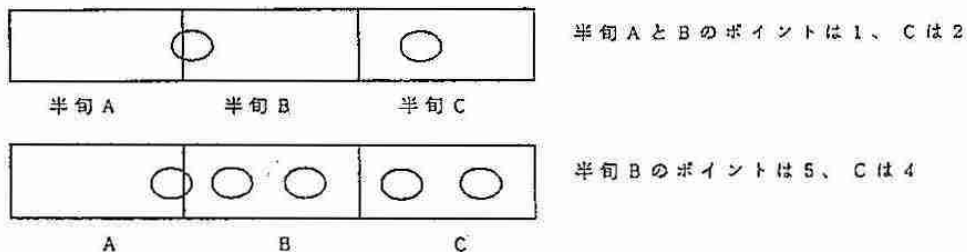


図1

表1に1981年から1989年の4月から10月の各半旬のポイントを示す。表中、4、1や10、6はそれぞれ4月の第1半旬、10月の第6半旬の意味である。また、ポイント3以上の半旬にはハッチをかけた。（○と△の印については後で説明する。）

全387半旬のうちポイント0の半旬が152個、2が115個、3が30個、4が8個、5が2個であった。年ごとにポイントの合計をみると、1981年が最も多く、88年が少ない。半旬別にみると、7月の第3半旬から9月の第5半旬にかけて、ポイントの高い半旬が続いているが、その中で7月の第6半旬のポイントが小さくなっている。また10月の第4半旬は、前後の半旬よりもポイントが高くなっているなど、大雨の発生しやすい半旬と発生しづらい半旬があることがわかる。1981年は4月から10月にかけて、一様に大雨が発生しているが、85年は5月から6月にかけて大雨の発生がなく、また87年から89年の3年間は、他の年に比べて8月に大雨が集中している。

3、北海道の大雨と熱帯の対流活動の季節内変動との関係

一般に熱帯の対流活動を、その活動の度合によって、極小期、増加期、極大期、減少期の4つの段階に分けることができるが、それらと日本付近（おもに東、西日本）の前線活動との間には次のような関係がある。

- ① インドの南（北緯0～1.0度、東経70～90度）の対流活動が減少期または極小期の時、日本付近の前線活動は活発になる。（5月から10月にかけて共通した特徴）
- ② フィリピンの東（北緯1.0～2.0度、東経120～140度）の対流活動が減少期または極小期の時、日本付近の前線活動は活発になる。（7、8月だけの特徴で、5、6、9、10月には明瞭な関係はない）

今回は②の領域についての結果だけを載せた。ポイントの高い半旬（ポイント3以上）に注目する。表1より5月から10月までで、そのような半旬は全部で39個あることがわかる。このうち②の条件の時に発生したものは表1で、○または△をつけた半旬である。ここで○と△の違いを説明する。図2は南緯30度～北緯40度、東経120～140度の範囲における、1989年6月から9月までの対流活動の強さを表しており、ハッチ部分が対流活動の強い部分である。ここで注目するのは北緯10～20度の領域（図中、点線で囲まれた領域）で、大雨の発生した半旬を縦線で示した。なお横軸の数字は半旬番号である。7月の第3半旬（第39半旬）の大雨は、対流活動の極小期に発生しているのので○印だが、8月の第5半旬（第47半旬）の大雨は極大期に発生しているのので、上の条件②に当てはまらない。また、8月の第4半旬、第7半旬の大雨は、大きな目でみると極小期だが、細かくみると増加期、あるいは極大期ともとれるので△印とした。

表1をみると、7月と8月のポイント3以上の半旬22個のうち、○または△をついた半旬（②の条件の時の半旬）は14個で、比率は64%であった。これは条件①の時もほぼ同じ比率である（図略）。また、7月と8月で①と②の両方の条件を満たさなかった半旬は、81年8月の第5半旬と88年8月の第2半旬の2つだけであった。このことから、北海道の大雨は、インドの南やフィリピンの東などの熱帯の対流活動と、何らかの関係があると考えられる。

	81	82	83	84	85	86	87	88	89	計
4.1			2	1	2					5
2	1	1		1					2	5
3	1	2								3
4	1	1				1		2	2	7
5	1		2		2					8
6	1		2			2		2		7
5.1	1			1		2	2			6
2			2	1						3
3	2					1		2	2	7
4		1	2			1	2			6
5	1	1				1				3
6	2	2								7
6.1								1		4
2	2		3	2				2	2	11
3	2		2	2				1		7
4			1	1		1			2	5
5	2		1	1		1				5
6	1	2	1	2					3	9
7.1	2		1	2	2	2	1		1	11
2	2		1				3	1	1	8
3	1	2	2	2	3	2	2	1	3	18
4	2	2	1	2	3	2	2	2	1	17
5	2	2	3	2	2	2			1	17
6	2	2	2	1						7
8.1	1	4	2	2			2	2	2	19
2	3			1		2	3		1	14
3	2	1	2	1	2	2	2	1	2	15
4	1	1	1		2	2	1	2	2	13
5	2	2	3	1		2	1	1	3	16
6		3		1	4		4	3	2	17
7	2	1	2		Δ	1	Δ	1	Δ	18
9.1	2	2	3		1	1	1		1	11
2	2	3	2	2	1	2	1			16
3	2	1	1	2	2	1		1	1	11
4			2	2	2	5	2	2	3	18
5	2	2			2	2	2		2	17
6			2	2	2			2	2	13
10.1			2	2	3			1	2	10
2	2		2		2			1		7
3	2			4	1	1	1		1	10
4	3	2	2	2	1	2	3		3	18
5	1	2		2	3	1	2	1		12
6								1		1
計	65	42	56	48	48	48	42	40	52	442

表1 1981年から1989年の4月から10月までの各半旬のポイント。ハッチはポイント3以上。○や△の印は、フィリピン東の対流活動が減少期や極小期だった時を示す。

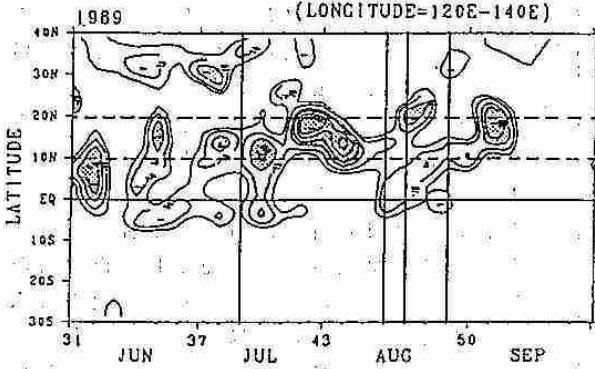


図2 南緯30度～北緯40度、東経120～140度の範囲における、1989年6～9月の対流活動の強さの時間変化（ハッチ部分が対流活発）。破線で囲まれた部分が注目する範囲で、縦線はポイント3以上の半旬。横軸の数字は半旬番号。

2 北海道オロフレ山系南東斜面の降雨機構 —ドップラーレーダーによる雲内の気流観測—

岩波 越・上田 博・菊地 勝弘 (北大・理) ・小泉 直子 (北大・環境研)
高橋 暢宏・松浦 馨 (北大・理)

<はじめに> 北海道南西部の苫小牧から白老・登別にかけてのオロフレ山系南東斜面は、道内では他に例をみない多雨地域で、日雨量 100 mm を越す大雨も年間 4、5 回発生する。自記雨量計・風向風速計・微気圧計・気象レーダーを設置して行った 1985・86 年の観測結果については、これまで報告を続けてきた。今回は、1989 年夏に孤立峰である羊蹄山周辺の降雨機構を探ることを主目的として行ったドップラーレーダー観測のデータを用いて、1985・86 年には情報が得られなかったオロフレ山系南東斜面上空の降水雲内の気流について報告する。

<観測・解析方法> 観測は、北大理学部ドップラーレーダーをオロフレ山系西側の洞爺湖西岸に設置して、1989 年 8 月下旬から 9 月上旬にかけて行った。解析は、VAD 法、2 仰角の PPI データを用いた VVP 法 (Velocity Volume Processing Method; Waldteufel and Corbin, 1979; Koscielny et al., 1982) と、2 次元性を仮定して RHI データから鉛直面内の気流を計算する方法を用いた。VVP 法の analysis volume は仰角差 1~2°、方位角差 30°、レンジ差 15km で囲まれる領域とした。この方法は、2 仰角の速度データから多変量回帰問題を解いて analysis volume 内の風や発散量を求めるものである。解析対象として、南東斜面上空を降水雲が広くおおい、下層風向が異なる 3 事例を選んだ。

<結果> 8 月 27~28 日の降雨は、レーダーサイトの東を通過した台風 17 号に伴うもので、オロフレ山系南東斜面のカルルスで、193mm の降雨を記録した。観測域の地形および総降雨量分布は図 1 に示したとおりである。図 2 に仰角 3.0° と 4.0° のデータを使って VVP 法によって求めた水平風の分布を示す。異なる 2 仰角のデータを用いているので、この分布はレーダーサイトに近い点ほど高度が低く、つまり鉛直シアの影響を含んでおり、比較のため図の左下に VAD 法によって求めたレーダーサイト上空の水平風 (平均風と考える) を高度 (km) とともに示した。下層 3.0km までは東南東から南南東、上空は南の風で風速は大きい。この VAD 法の結果と比較すると、水平風が南東に張り出した尾根 R0・R1・R2 の間に集まっていることがわかる。反射強度を重ねると (右図)、尾根 R1・R2 の間では地形の影響によると考えられる気流の収束によってエコーが強められている。

次に、9 月 3~4 日の降雨は前線を伴う低気圧によるもので、南東斜面の森野の総降雨量は 140mm だった。図 2 と同様の水平風分布を図 3 に示す。VAD 法による平均風は下層 1.5km まで東南東から南、上空は南南西の風であった。この事例でも地形の影響と考えられる水平風の変化が尾根 R1・R2 の間に認められる。

山系と同じ走向を持つ活発なバンド状エコーが南東斜面上を通過した時の、バンドに直交する RHI の反射強度と、2 次元性を仮定して求めた気流を図 4 に示す。下層 3.0km 以下の海側からの強い流入、尾根付近の最大 4.0m/s の上昇流、上空の逆向きの流れで特徴づけられる循環がとらえられた。上昇流域と反射強度の強い部分はよく一致しており、海上から水蒸気や雲水が供給され、地形性上昇も加わって降水雲が発達したものと考えられる。

最後に、9 月 6 日の降雨は日本付近が大きな気圧の谷の中に入った時に発生し、南東斜面での降雨量は 3~6mm と少なかった。図 5 に水平風の分布を示す。平均風は高度 2.0km のシアをはさんで、下層では南よりで弱く、上空は西北西から南西の風であった。分布は前の 2 例と異なり、VAD 法による平均風に近く、地形の影響はあまり見られない。

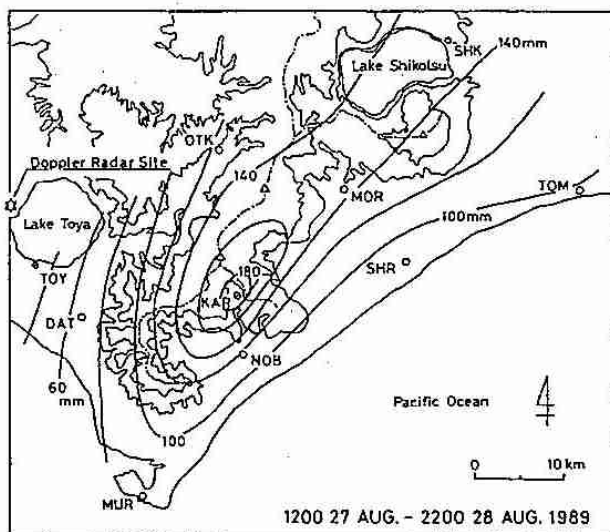
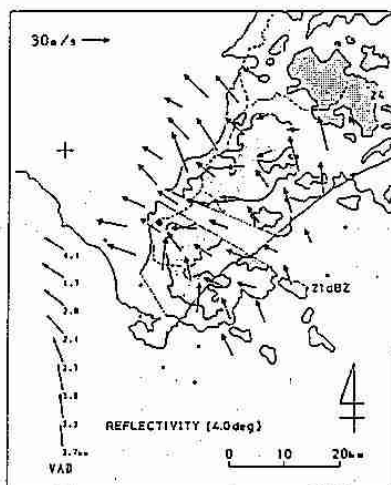
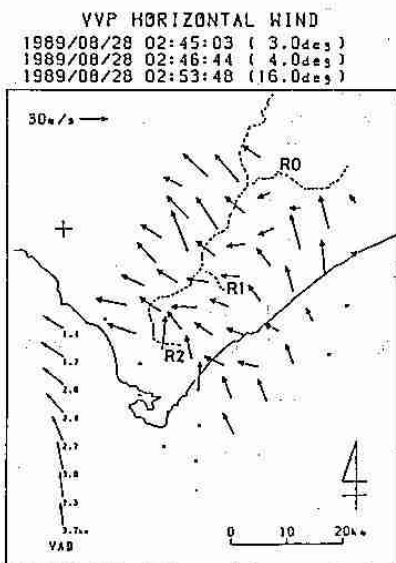
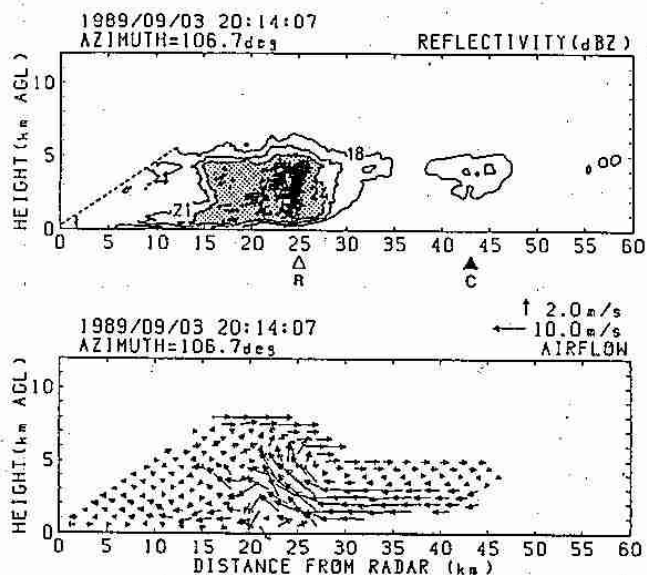
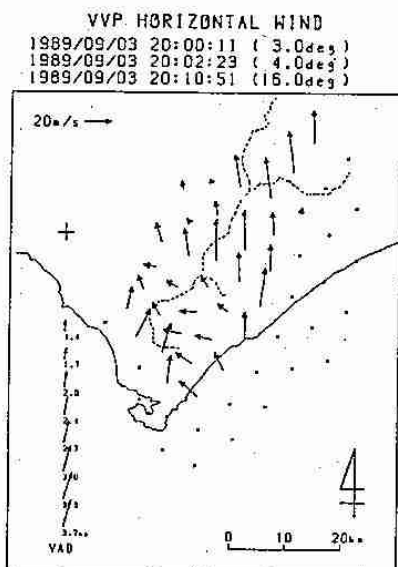


図 1 総降雨量分布。○は気象官署もしくは



← 図2 (左) VVP法による水平風分布と (右) 反射強度を重ねたもの。



↓ 図4 (上) RHI 反射強度と (下) 気流。△と▲はそれぞれ尾根と海岸の位置。

図3

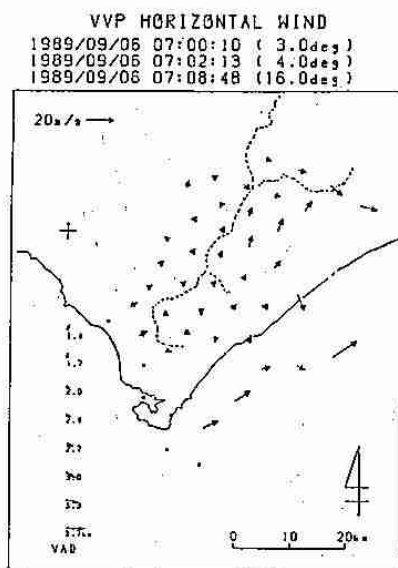


図5

それぞれの事例について、仰角4.0°と6.0°、6.0°と8.0°、8.0°と9.9°のデータを使ってさらに高い高度の水平風分布を求めたところ、地形の影響は現れず、比較的平均風に近いそろった分布がえられた。

<まとめ> オロフレ山系を対象としたドップラーレーダー観測を初めて行い、VAD法・VVP法などから降水雲内の気流を調べた。利用した生データの質などに関する問題はあるが、1台のドップラーレーダーで風の間を求めるために、VVP法は有効な手段と思われる。

風向が東南東から南の場合、下層の水平風は南東にはりだした尾根の影響で曲げられて収束し、降水雲の発達に寄与していた。この地形による効果は高度3km程度までに限られ、一方、下層風が弱く、西成分が大きい場合には地形の影響は見られなかった。また、2次元性を仮定して求めたバンド状エコーの鉛直断面内の気流の循環で、反射強度の分布が説明できた。

3 中規模雲に伴う降雨の解析

若松 英寿 (北大・環境研)

播磨屋敏生 (北大・理)

1. はしがき

北海道全域、特に道央地方を中心として発生した1981年8月3～6日の集中豪雨について、雲群の構造に注目し、アメダスの降雨量データを用いて解析を行った。この大雨は前半は前線、後半は台風に伴ってもたらされたものである。今回はこの雲群に伴う降雨を詳しく調べるために、3時間降雨量と20分間降雨量についての $\Delta R(t)$ 解析を行い、降水クラスターの空間的特徴と移動を内部の降水セルとの関係で詳しく見ていくことにする。

2. 結果

4日の降雨量分布によると、100mm以上の強い降雨は、道央付近を中心として南西から北東の方向にのびて存在していた。その多降雨量域内にある観測点の降雨量の時系列をみると、対応する降雨の強いピークが北の地域ほど時刻が遅れることがわかった。その降雨の強い部分の動態を調べるために次のような解析を行った。

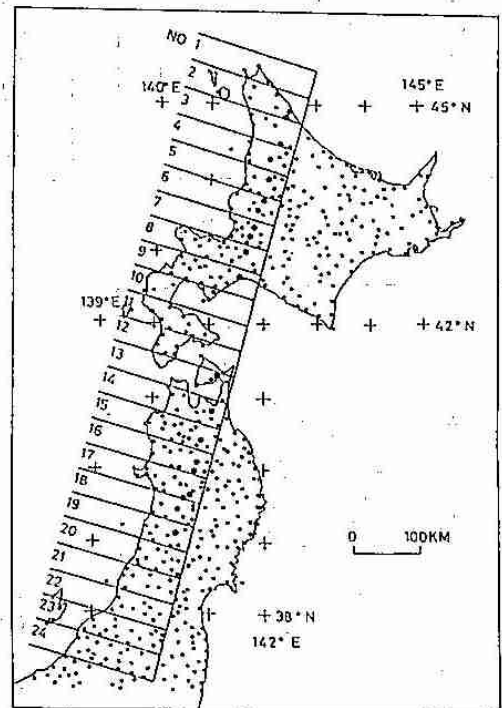
解析に使用したアメダスの観測点とエリアを第1図に示す。そのエリア毎について、地形の影響による降雨を取り除くのに有効な $\Delta R(t)$ 解析を行った。 $\Delta R(t)$ の定義式は以下の通りである。

$$\Delta R(t) = 2R(t) - \{R(t-a) + R(t+a)\}$$

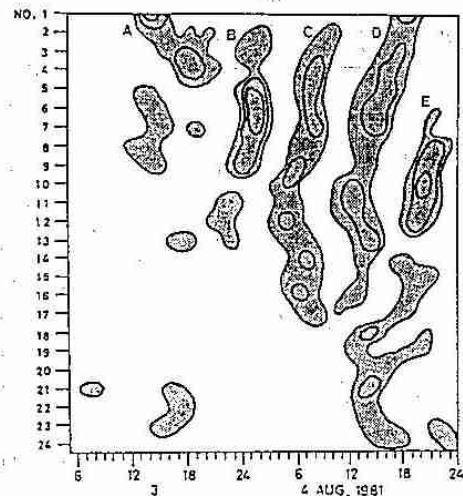
その解析結果が第2図である。この図によると、時間の経過とともに5つの $\Delta R(t)$ の値が正の領域が現れた。これらを降水クラスターと定義し、それぞれにA、B、C、D、Eと名をつけた。Aを除いた4つの降水クラスターは、エリアナンバー10以北の北海道地方に限ってみると、時間の経過とともに北北東の方向に移動していることがわかる。

それらの降水クラスターがもたらした降雨量の時系列を見ると、エリアナンバー7の岩見沢を含む領域、つまり道央付近を中心として強い降雨量のピークが認められた。すなわち、降水クラスターは徐々に北東の方向に移動してきて、同じ地域つまり道央地方にさしかかった時に最盛期を迎え、多量の降雨をもたらしたことがわかった。

降水クラスター内部のより小さいスケールの構造を見るために、20分間降雨量の $\Delta R(t)$ 解析を行った。まず最初に第1図の黒丸の観測点を使用した結果が第3図である。線で囲まれた領域が $\Delta R(t)$ の値が正の領域である。この正の領域を降水セルと定義する。時間は4日の12時から19時までであり、おもに北海道では降水クラスターDが存在していた時間帯である。この図から見られる特徴は、どの時刻においても数多くの降水セルが同時に存在しており、そのどれもが時間の経



第1図 解析に使用したアメダスの観測点とエリア。



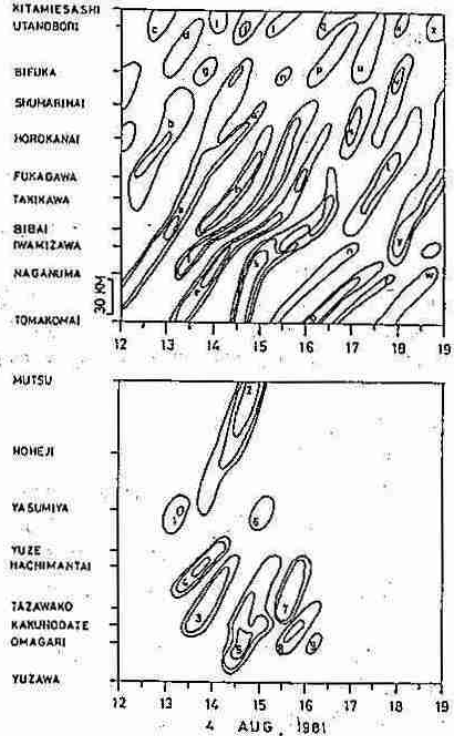
第2図 3時間降雨量をもとに $\Delta R(t)$ 解析で求められた降水クラスター。

過とともに北北東に移動していることである。また新しい降水セルは既存の降水セルの背後に発生する傾向にあり、次々に入れ替わっていることである。次に降水クラスターと降水セルの関係を水平分布で見つめる。第4図において降水クラスターDは13時30分のものであり、青森県北部から道央地方にかけてライン状の形で南南西から北北東に伸びて存在している。そしてこの降水クラスターDの内部に降水セルe、a、cが存在している。そしてこの降水セルは時間の経過と共に北東の方向にその位置を変えている事がわかる。

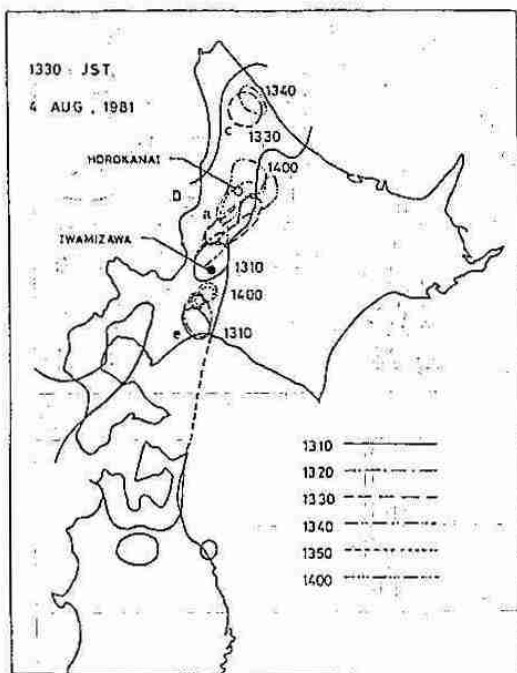
次に各々の降水セルによる降雨量と降水クラスターによる降雨量の関係を見たのが第5図である。これを見ると寿命が長くかつ多重の降雨をもたらした降水セルの多くは道央地方に集中しており、ピークも降水クラスターによる降雨がピークであった長沼から滝川といった領域に集中していた。

3. まとめ

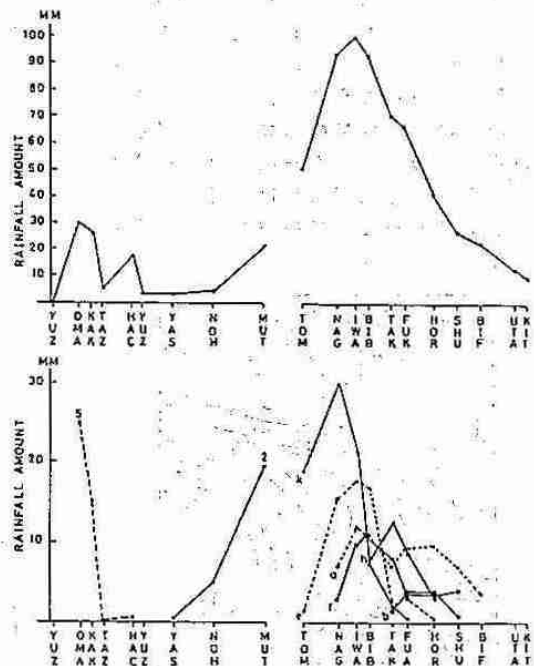
降水クラスターは前線に伴う雲群に対応していて、合計5個存在していた。そしてそれらは時間の経過とともに前線に沿った方向に南南西から北北東の方向に移動して行き、岩見沢を中心とした道央付近で最盛期に達して多重の降雨をもたらした。降水クラスター内部には、降水セルが多数存在しており、それらが活発に入れ替わりながら降水クラスターを維持していた。この降水クラスターを構成する降水セルは道央付近に達したときにおもに最盛期に達したために、降水クラスターもそこで最盛期に達したように見えた。このように、発達した積乱雲の特定地域通過に原因する豪雨についての形成過程が明らかになった。



第3図 20分間降雨量をもとに $\Delta R(t)$ 解析で求められた降水セル。



第4図 降水クラスターと降水セルの合成図。



第5図 降水クラスターDによる総降雨量(上図)と降水クラスターDの内部に存在する降水セルによる総降雨量(下図)。

4 1989年台風14号、17号による大雨

四宮 茂晴 (札幌・予報課)

菅原 聡 (小樽測候所)

1. はじめに

北海道に直接影響を及ぼす台風は数少ないが、昨年の8月は台風14号と17号が北海道に近づき、太平洋側東部に局地的な大雨をもたらせた。この時の事例解析を行ったので報告する。

2. 台風の経路

台風14号は、8月15日から17日にかけて、停滞前線を押し上げるような形で本州の東海上を北上。16日21時に根室半島をかすめ、17日06時にオホーツク海で温帯低気圧となった。一方、台風17号は、8月27日から28日にかけて、日本列島を縦断しながら北東進。28日08時に函館付近に上陸した後、16時頃には苫小牧付近に再上陸。その後オホーツク海に抜けて温帯低気圧に変わった(図1)。

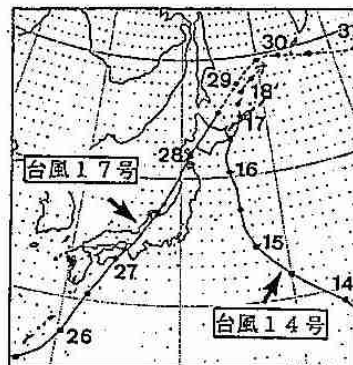


図1 台風経路図

3. 解析

(1) 台風14号

図4を見てみると、16日03時から南東風による暖湿気移流が始まり、850~650mb付近にかけ対流不安定となり、先行する弱い降水が始まった。その後、09時にかけて低相当温位の気塊が入り不安定層が薄くなり、降雨は小康状態となった。16日09時から15時にかけて温位傾度が強まり、地上天気図に見られる停滞前線の通過を示している。その後、15時を中心にして340~345°Kという高相当温位の熱帯気団が入り込んでいる。ちょうどこの頃を中心にして大雨となっており、観測レーダーの時系列(図6)を見て分かるように、停滞前線系の降水の後に、強度Mのエコーが通過している。このクラスターは台風の中心近くにあり、地表面における風の水平収束をトリガーとして発達した積乱雲であると考えられる。

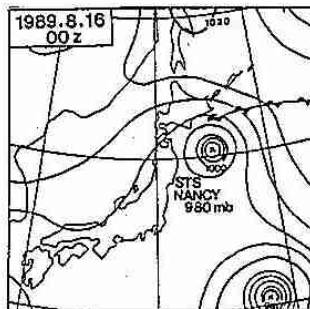


図2 地上天気図

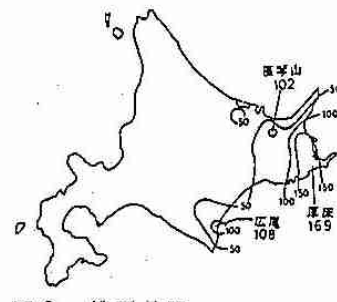


図3 総雨量図
8/15・22h~8/17・24h

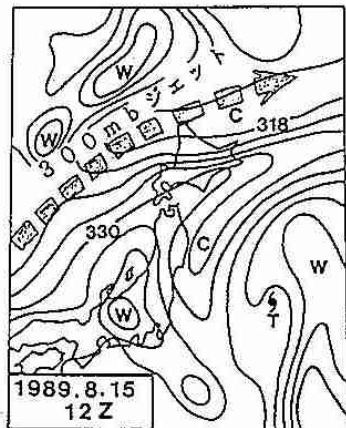


図5 850mb相当温位

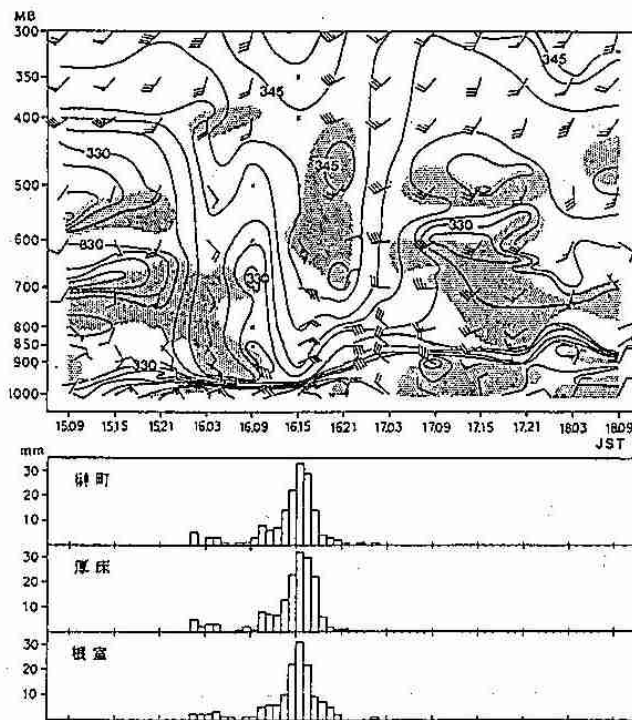


図4 根室の相当温位時間断面図と1時間雨量
ハッチ部分は $\omega\theta_e/\sigma p > 0$

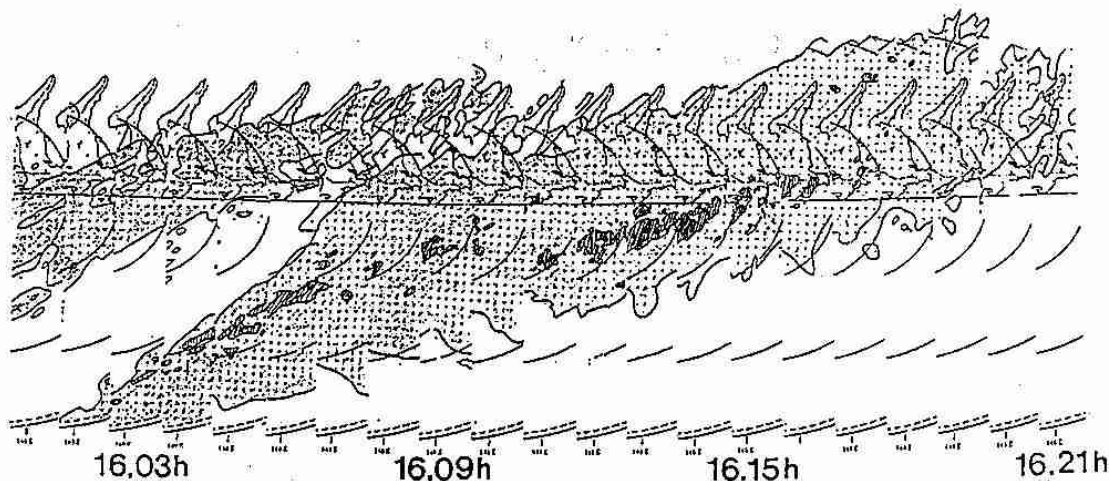


図6 釧路レーダー時系列 (斜線部は強度Moderato)

(2) 台風17号

札幌・根室間の850mb相当温位の東西時間断面図と、主だった地点の毎時降水量を図9に示す。また降水量の多かった広尾に注目するため、広尾の850mbの風を札幌と根室の風を内挿したものと想定し図中に示した。

これを見ると雨の最盛期は28日07時前後となっており、この頃は32.4°Kの相当温位の移流が見られる。なお相当温位が一番高かったのは28日09時前後である。

風系では東成分が入っている期間を矢印で示したが、雨の降り始めとの対応は良くないが、降り終わりは東成分がなくなった時とほぼ一致している。

また、この台風は14号と較べると相当温位は全体的に2.0°K程低く、かなり温低化が進んでいた。

これらのことから今回の広尾方面の大雨は、熱帯気団の移流によるものというよりは温暖前線による雨に近かったといえ、このような時には下層風が東成分を持つ間にある程度の暖気移流があれば、西側に控える日高山脈の地形効果が大きく働きまとまった雨になると考えられる。

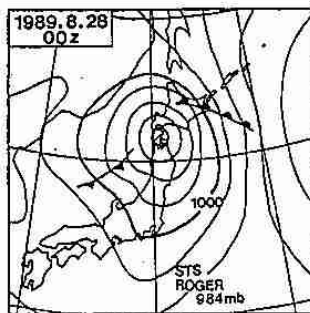


図7 地上天気図



図8 総雨量図
8/27・12h~8/28・24h

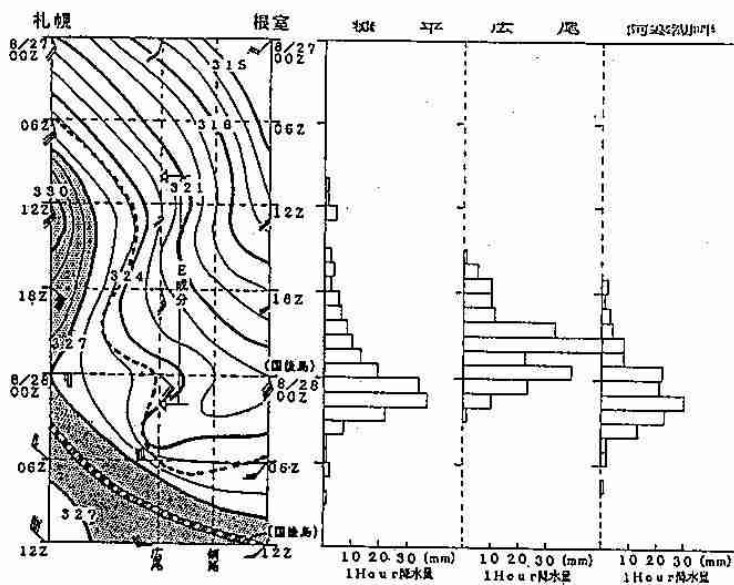


図9 札幌・根室間の東西時間断面図と1時間雨量

4. まとめ

台風による太平洋側東部の大雨の機構として、2つのパターンが認識された。

1. 熱帯気団中に生じた活発なCbクラスターが通過した地点で大雨となるもの。
2. 温帯低気圧による大雨のように下層暖湿気移流に地形効果が加わり局地的な大雨となるもの。

5 多結晶の初期氷晶の成因について

菊地 勝弘・原田 素子 (北大・理)

1. はじめに

主として単結晶の雪の成長条件については、中谷 (1954) による研究以来、様々な実験と観測が行われてきた。それらの結果は、中谷の $Ta-s$ ダイアグラムや、小林の $Ta-4\rho$ ダイアグラムとしてまとめられている。

これとは別に、菊地は、主に極域において、「御幣型」などのいわゆる低温型雪結晶を数多く報告し、また実験的にも成長させることに成功している。それらの成因は、通常が多結晶雪と同様に、立方晶構造モデルにより説明されている。

一方、 -2.5°C 以下の低温領域においては、多結晶の初期氷晶も観測されているが、これまでに報告された例は非常に少ない。これらの成因を知ることは多結晶雪の成長機構を研究する上でも重要なので、観測例をもとに考察を行なった。

2. 観測及び考察

図1,2はカナダ北極圏ノースウエスト準州イヌビック ($68^{\circ}22' \text{N}$, $133^{\circ}42' \text{W}$) で1985年12月から1986年1月にかけて観測された、板状に成長した多結晶の初期氷晶である。

放射樹枝や交差角板に代表される多結晶雪は、過冷却雲粒の凍結によって生じると考えられている。過冷却度が大きい場合には、凍結の核生成の際に通常の六方晶氷 I_h よりも立方晶の氷 I_c が生じる方がエネルギー的に有利である。氷 I_c の核が平衡形をとると仮定すると、 $\{111\}$ 面で囲まれた正八面体となる。この面と氷 I_h の $\{0001\}$ 面とは結晶学的に同等なので、氷 I_h が各面に連続して成長することができる。このようにしてできた多結晶氷の各要素は a 軸を共有し、 c 軸は 109.5° (70.5°) の角度をなすことが分っている。

この研究ではまず、これまでに観測されたいくつかの多結晶の初期氷晶の形態を分類し、それらの成因について考察した。

氷 I_h の成長には8つの可能な方向がある。その組み合わせにより、板状成長する場合には、例えば図3のような形の多結晶の初期氷晶が考えられる。図1はこのうちの (k) に対応し、図2は (b) に対応するものである。観測時の地上気温は、 -1.5°C から -4.0°C の範囲である。

これまでの極域で得られた写真から、このような形の多結晶の初期氷晶を選びだして分類した。(表1) 全体的な傾向として、結晶軸数が2のものが多い。これは、過冷却水滴の凍結実験や、天然の多結晶雪での観測結果と一致している。

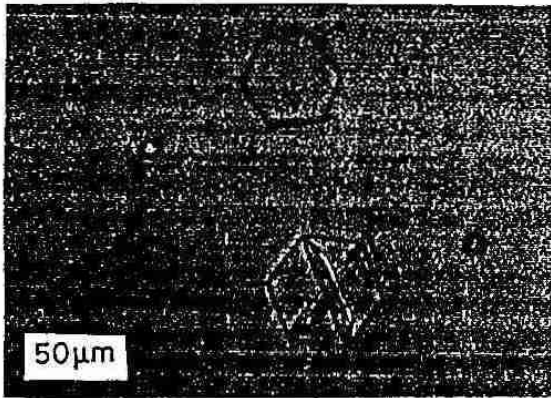


図 1

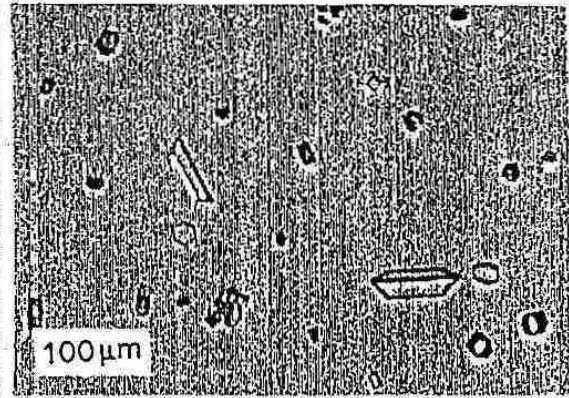


図 2

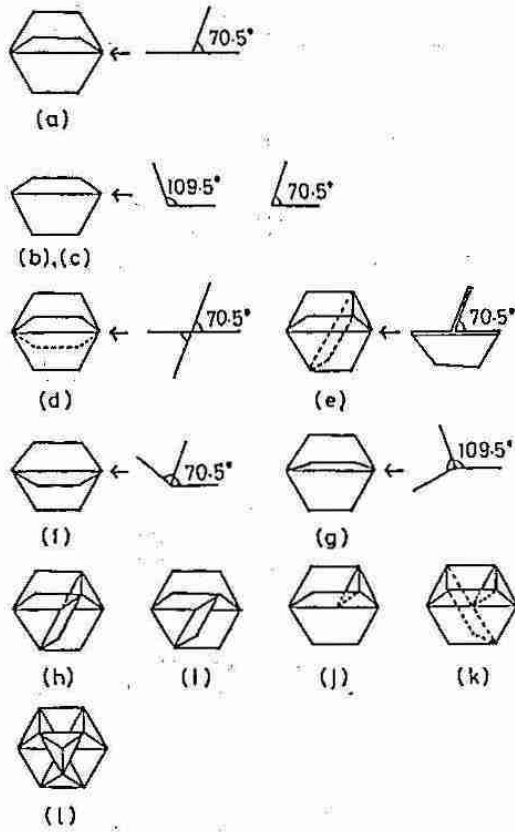


図 3

Type	G	I	S. P.	Total
a	5	24	2	31
b, c	6	26	4	36
d	3	2	1	6
e	0	1	0	1
f, g	1	7	0	8
h	0	4	2	6
i	3	5	3	11
j	0	3	1	4
k	0	2	0	2
l	0	1	1	2
other shapes	4	11	6	21
Total	22	86	20	128

G : Godhavn (Greenland)
 I : Inuvik (Arctic Canada)
 S. P. : South Pole (Antarctica)

表 1

6 2台のドップラーレーダーによる帯状収束雲の観測

佐藤 晋介 (北大・低温研) ・藤吉 康志 (名大・水圏研)
 若濱 五郎 (北大・低温研)
 城岡 竜一・上田 博 (北大・理)

1. はじめに

局地的大雲をもたらす北海道西岸帯状収束雲の力学的構造は、これまで主に1台のドップラーレーダーの観測によって研究されてきた。しかし、1台のドップラーレーダーからは、速度の成分(レーダーに向かう方向)の情報しか得られない。その為、これまでの研究では、時間的定常性や空間的一様性を仮定した上で、ある1つの断面(例えば時間高度断面)内の気流系を推定することしかできなかった。このような無理な仮定を用いることなく、また3次元的な速度場を得る為には、2台のドップラーレーダーをある間隔を置いて配置し、同一目標物に対する各ドップラー速度を観測すればよい。本研究の目的は、このような2台のドップラーレーダーの観測から、帯状収束雲の3次元気流系を明らかにし、その力学的構造を解明することである。

2. 気象衛星から見た帯状収束雲

1990年1月23日、冬型の気圧配置の下、気象衛星「ひまわり」の可視画像(第1図)に見られるような、北海道西岸帯状収束雲が発生し、その南端が石狩湾に侵入した。この収束雲は、明瞭な渦を伴うタイプではなく、ほぼ南北にまっすぐ伸びている。収束雲の西側には北西季節風に平行な筋状雲(Lモードの雲)があり、東側は晴天域となっている。

3. 2台のドップラーレーダーによる解析結果

第2図に、2台のドップラーレーダーの配置と解析可能範囲を示す。解析可能範囲は、2つのレーダーと目標物のなす角度が 15° 以上になる領域とした。また、解析方法については、石原(1986)に準じた(注)。

第3図に、11時09分からのシリーズから得た各高度毎のレーダー反射強度と水平風を示す。まず反射強度をみると、発達した収束雲に対応する35dBZ以上の強エコー域が、海上では南北に、上陸後は手稲山麓(斜線で示した南西部の地形)に沿って南東方向に伸びている。水平風の最大の特徴は、高度0kmに、風の不連続線(図中の太い実線)があることである。これは、西側の北西季節風と東側の陸風(弱い東風)の間でできた陸風前線であり、その厚さは0.5km程度であることが分かる。また陸風前線の形は、収束雲エコーの形とよく一致しており、その付近は明らかに水平収束の場、すなわち上昇流域になっている。この陸風前線の西側には、北西季節風の方向に伸びたLモードエコーが見られる。

次に、高度1.0km以上の風向を見ると、全体的には風はエコーの走向にほぼ沿って吹いているが、地形の影響を受けていない海上の収束雲エコーでは、高度が増すにつれて風向が北寄りに変化していることが分かる。最後に、手稲山麓に沿って南東に伸びる強エコー域では、地上付近を除いた全ての高度で強い北西風が卓越し、特に高度1.5km以下では風速が海上よりも大きくなっていることが特徴的である。

4. まとめ・考察

2台のドップラーレーダーの観測から、帯状収束雲の風の場を求めた。それによると、帯状収束雲は陸風前線上でもっとも発達し、特にLモードエコーと合流した地点では、エコー頂の高い発達したセルが見られた。また、手稲山麓に沿って強風が観測されたのは、地形によって気流が収れんされた為と考えられる。

陸風が存在しない高度1.0km付近では、風向はほぼLモードエコーの走向と一致する北西風であるが、それ以上の高度になると、海上では収束雲の走向に沿った北風、手稲山系近辺では、エコーの伸びる南東方向に向かう風が卓越する。

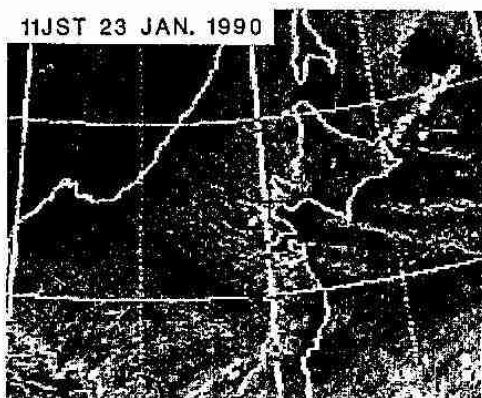
これらの観測結果から、ごく下層では、陸風前線や手稲山系による地形効果が収束雲の発達に重要な役割を果たしているが、それとは別に上層(雲頂高度以下)では、収束雲の持つ独自の風系(収束雲の走向に沿った風)が存在すると考えられる。

文献

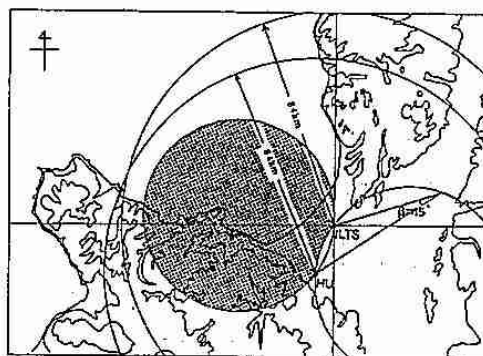
- 石原正仁, 1986: 2台のドップラーレーダを用いた観測と解析, 気象研究所技術報告, 19, 59-69.
 藤吉康志・坪木和久・小西啓之・若濱五郎, 1988: 北海道西岸帯状収束雲のドップラーレーダー観測(1)
 - 温帯前線型 -, 天気, 35, 427-439.
 Tsuboki, I., Y. Fujiyoshi and G. Wakahama, 1989: Doppler Radar Observation of Convergence Band Cloud Formed on the West Coast of Hokkaido Island. - Cold Frontal Type -. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 985-999.

(注)

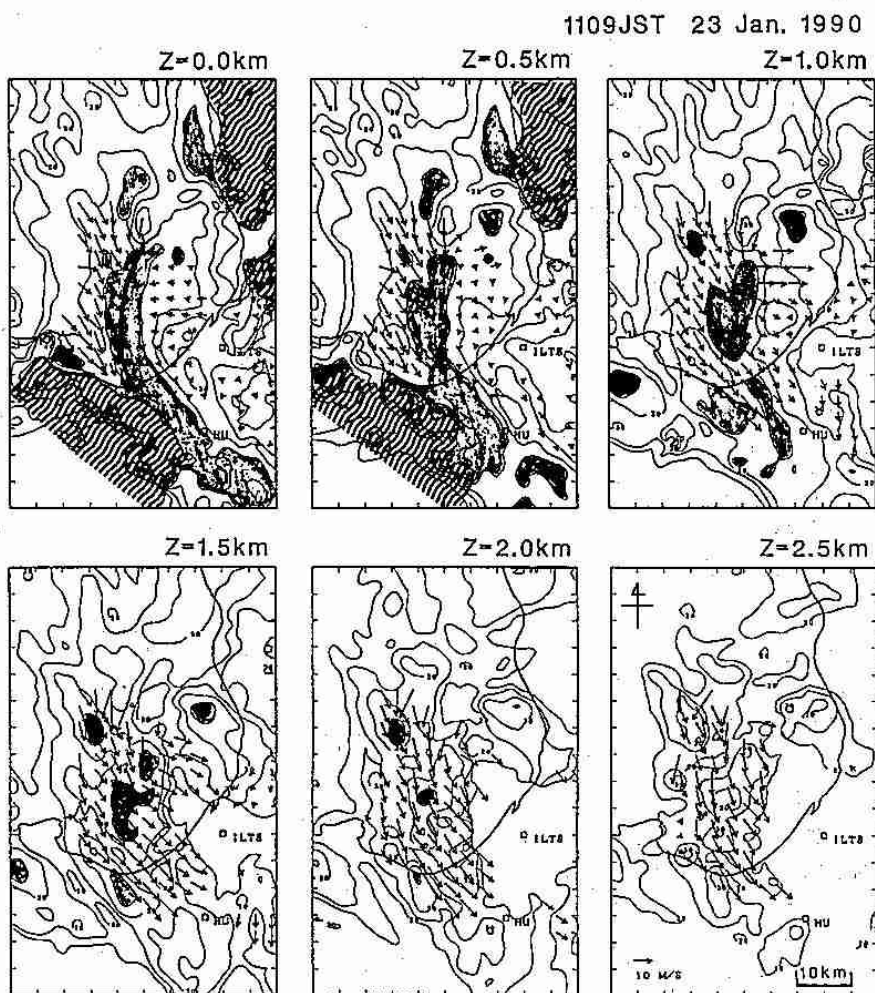
- ・座標変換は $1 \times 1 \times 0.5 \text{ km}$ (最下層は $1 \times 1 \times 0.25 \text{ km}$) の直方体内に含まれる極座標データを平均化することによって行った。
 ・系(エコー全体)の移動速度は、東南東に 4.2 m/s で Gal-Chen(1982)の方法に従って移動補正をした。
 ・境界条件は高度 0 km で鉛直流 0 m/s とし、各高度の水平収束を下層から上層に積分することによって鉛直流を計算した。
 ・図に示した反射強度は低温研レーダーから得た値である。



第1図 気象衛星「ひまわり」の可視画像。



第2図 2台のドップラーレーダーの配置と解析可能範囲。



第3図 各高度 (Z) における反射強度 (等値線) と水平風 (矢印)。矢印の長さは風速を表す。反射強度は 20dBZ から 5dBZ 毎、35dBZ 以上の領域に影を付ける。また、斜線部は地形を示す。

7 札幌の圏界面について

宮内 誠司 (札幌・高層課)

1. はじめに

圏界面(対流圏界面)は、対流圏と成層圏の境界面である。対流圏の寒帯・中緯度・熱帯気団(子午面循環の三細胞)の上に対応して、寒帯(POLAR)・中緯度(MIDDLE)・熱帯(TROPICAL)圏界面と命名されている。それぞれの境界は不連続であることが多く、この不連続部付近にはJp(寒帯ジェット)・Js(亜熱帯ジェット)が存在する。日本のような中緯度の上空では、これら三種類の圏界面が観測される。

圏界面はラジオゾンデ観測で得られる状態曲線から、国際的な基準に基づいて決定されている。1観測で2つ以上の圏界面が選ばれることがあるが、最下層のものから順に第一圏界面・第二圏界面……と呼び、国際気象通報式で通報されている。しかしこれらの統計は行われておらず、調査例も少ないのが現状である。今回は札幌の1989年の第一圏界面(以下圏界面と略す)について調査を行った。

2. 資料と処理

圏界面の資料は、1989年の AEROLOGICAL DATA OF JAPAN の札幌09時のデータを用いた。今回の調査では、三細胞に対応する圏界面の種類を分類し、その幾つかの特徴について調べた。圏界面の判別法は様々考えられるが、高度や温位などの単一量では分類が困難なので、幾つかのファクターを組み合わせる必要がある。ここでは札幌の状態曲線からの経験的な分類(杉本・小野(1960)による)と250mb・500mb気温の月平均偏差・南北断面図等を利用して判別した。

また圏界面は、オゾンの鉛直分布に起因する放射平衡によって決まる(真鍋・メラー、1961)面であるため、オゾン量との関連が深い。オゾン量との関連を調べるために、札幌のオゾン全量観測資料(09時に近いDS・ZB観測を優先する)を使用した。

3. 圏界面の温位と高度

日々の圏界面は、三細胞循環の季節変動や傾圧不安定波の位相に対応して、寒帯・中緯度・熱帯の三つの型が出現する。定性的な特徴としては、寒帯圏界面は高度・温位が低く気温が高い。熱帯圏界面は高度・温位が高く気温が低い。中緯度圏界面は両者の中間である。また、寒帯圏界面は下部成層圏に暖域(Warm Sector)が存在することが多い。同じ型の圏界面でも高度・気温の変動が大きい、温位の変動も大きく、断熱的に変化しているとは言えない。

1989年札幌の09時の圏界面の温位と高度の関係を型別に示した(図1)。相関係数は寒帯圏界面で0.85、中緯度圏界面で0.92、熱帯圏界面で0.86と、特に中緯度圏界面の相関が良く、直線性が高い。寒帯・中緯度圏界面と熱帯圏界面とでは回帰直線の傾きに差がある——熱帯圏界面付近では鉛直温位傾度が大い——のがわかる。

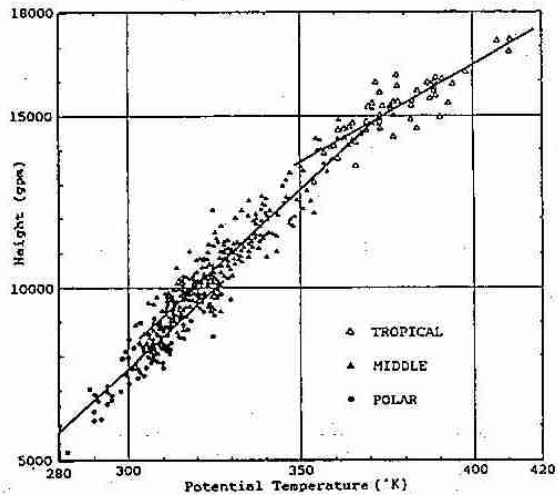


図1. 札幌上空の第一圏界面の温位-高度散布図。(圏界面の型別、1989年09時)

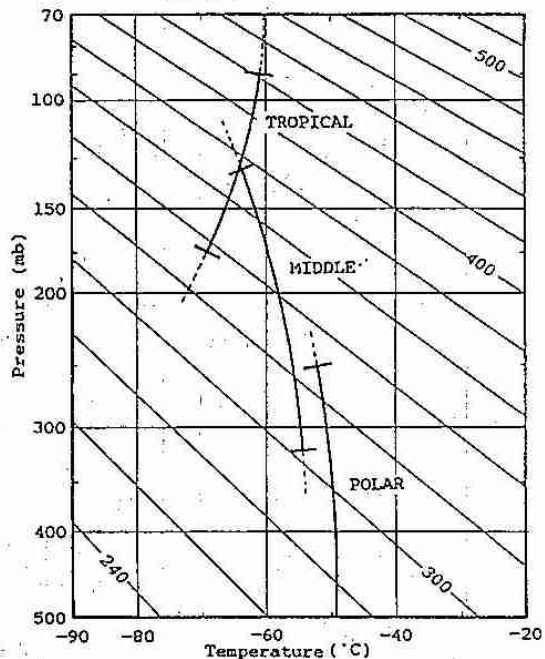


図2. エマグラム上の第一圏界面グイヤグラム。(1989年09時) 斜線は等温位線を示す。

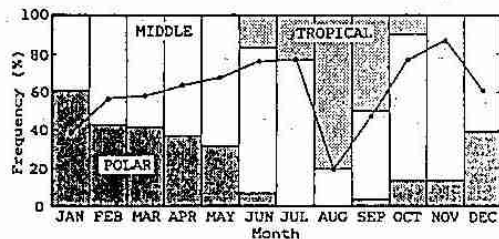


図3. 各月の圏界面型の出現頻度。中央折れ線は中緯度圏界面の出現頻度を示す。

これらの回帰式と測高公式を連立させることにより、圏界面の気圧と気温の関係式が得られる。これをエマグラム上に表現したのが図2である。この図は1989年の札幌の圏界面の概要を示しているが、長期間の資料を元に作成すれば、圏界面分類の参考となる。なお、図3には各圏界面の月別出現頻度を示した。

4. オゾン全量との関連

圏界面高度の日々の変動がオゾン全量と良い相関を示すことは、これまで多くの研究者によって示されてきた。これは成層圏のオゾン層の存在、すなわち圏界面から上層でオゾン濃度が急激に増加することによる。岩崎(1981)は、圏界面の上昇によって高濃度域が上方に押し上げられ鉛直割分値であるオゾン全量が減少すると述べている。

1989年について、月毎に毎日9時の圏界面気圧とオゾン全量との相関を調べたところ、図4のようになった。図中の破線は5%有意水準で、3・11・12月は有意な相関がない。散布の例(3・7月)を図5に示すが、3月の相関を悪くしているのは寒帯圏界面のデータの様である。7月の散布図では、熱帯圏界面の散布範囲が狭く、直線性は中緯度圏界面に依存していることがわかる(図には示していないが、8月の散布図でこの傾向は明瞭である)。このため圏界面の型別に相関を調べてみた。中緯度・寒帯圏界面については前半と後半に分けている。結果は図6に示す通り、中緯度圏界面以外は有意な相関がないことがわかった(ただし同時に中緯度圏界面の相関係数も低下しているので、時間的な分け方については考慮する余地がある)。岩崎(1981)は、オゾンの鉛直輸送について寒帯圏界面と熱帯圏界面にはさまれた領域が重要な役割を果たすとしているが、これを示唆する結果と言えよう。

ところで、両者の回帰直線の傾きは対流圏と成層圏の平均的なオゾン混合比の差についての情報を与える。傾きの変化はオゾン全量値と同じ傾向を示すはずだが、そうっていない(図7、特に7月)のは、上述の寒帯圏界面などの影響で直線回帰に無理があった、特殊な年だった、などが原因として考えられる。これらの評価や、圏界面高度の日々の変動の原因の考察については今後の課題とした。

参考文献

- (1) 杉本豊, 小野けい子(1960): 圏界面の形態と圏界面を考慮に入れた200mb等圧面高度の推定値について, 研究時報12
- (2) 四宮茂晴(1984): 根室における圏界面の変動について, 昭和59年度札幌管区研究会誌
- (3) 金戸進(1981): 札幌上空の圏界面高度について, 気象学会北海道支部だより 第27号
- (4) 岩崎俊樹(1981): 成層圏のオゾンについて, 気象学会北海道支部だより 第27号
- (5) 木田秀次(1983): 高層の大気, 東京堂出版
- (6) 島崎達夫(1989): 成層圏オゾン(第2版), 東京大学出版会

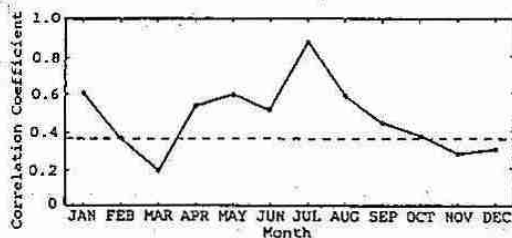


図4. 日々の圏界面気圧-オゾン全量の相関係数。破線は有意水準を示す。

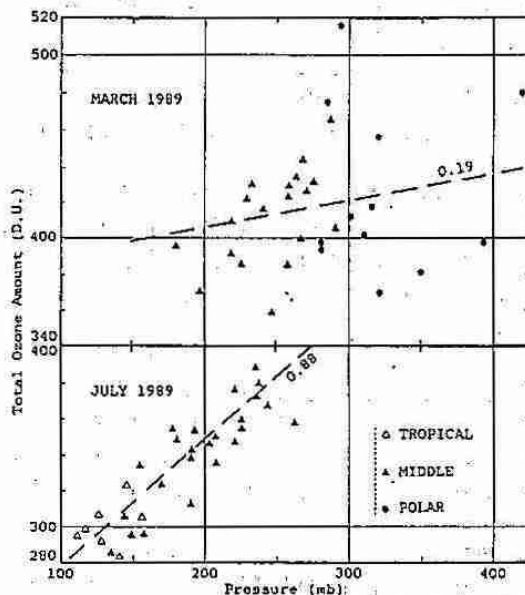


図5. 日々の圏界面気圧-オゾン全量の散布図。上段は3月, 下段は7月。破線は各々の回帰直線を示す。

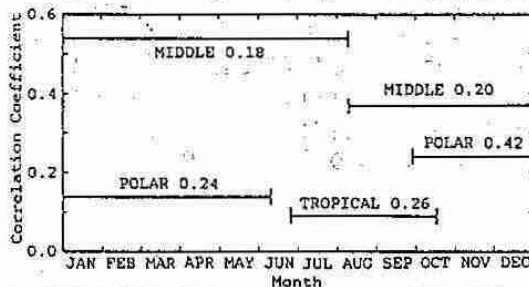


図6. 圏界面型別の圏界面気圧-オゾン全量の相関係数。図中の数字は各々の5%有意水準。

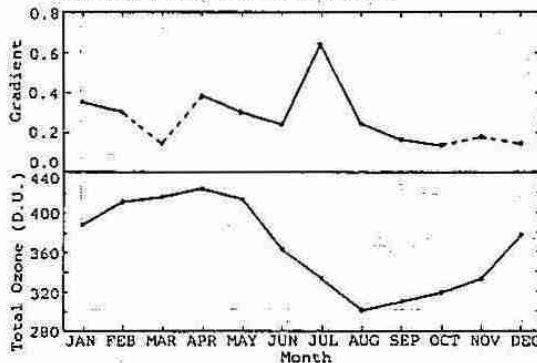


図7. 月毎の回帰直線の傾きの変動(上段)とオゾン全量の変動。破線は有意水準以下の値。

8 北海道における過去70年間の気象の変化について

仲山 智子・福田 正己(北大・低温研)

1. はじめに

近年、大気中の二酸化炭素の増加などにより、地球全体の気温が上昇し、気候が変化しつつあるといわれている。しかし、それが実際どの程度のものであるのかは未だよくわかっていない。そこで、ここ数十年の気象の変化がどのような傾向を持ち、またローカルな現象としてはどの様に現れているのかを知るために、北海道の過去70年にわたる気象データを解析した。今回は気温及び積雪深の変化の傾向を把握することを主な目的としている。

2. データ及び解析

用いたデータは、札幌管区気象台による1918年以降の道内22地点の月平均気温、年平均気温、年間最大積雪深のデータである。比較のために、森林総合研究所十日町試験地における1918年以降のデータ(同項目)も使用した。今回は特に札幌、旭川、根室及び十日町を中心に示す。

これらのデータから、まず5年毎の平均値を計算し、その値を用いて回帰分析を行った。最大積雪深については各地点における変動係数(=標準偏差/平均値×100)も求めた。さらに札幌と十日町については、月平均気温から凍結指数を計算し、その経年変化、最大積雪深との関わりなどについても検討を加えた。

3. 結果及び考察

図1は札幌、旭川、根室、十日町の年平均気温を5年毎に平均しプロットしたもの(実線)である。これらに最小自乗法で回帰直線をひくと破線のようになり、その傾きは図の右に示す通りである。どの地点においても回帰直線の傾きは正であり、気温は上昇する傾向にあることが分かる。この回帰直線の傾きを年変化率として、表1に他の地点との比較を示す。これを見ると全ての地点で気温の年変化率は正となっている。しかし、その値は都市によって大きく異なり、札幌の上昇率が1.7°C/100年と大きいのに対して網走では0.03°C/100年とほとんど上昇していない。気温の上昇率が高いのは人口の増加率の高いところであり、都市化の影響があらわれているものと考えられ、北海道全体での明確な温暖化の傾向はここからは読み取れない。

次に季節によって気温の上昇傾向にどんな違いがあるかを図2に示す。図2は月平均気温の年変化率を示したものである。まず4地点とも5月にピークがあり、また7月から11月の夏から秋にかけては年変化率が小さいという傾向がある。さらに冬を見ると札幌と旭川は高く、根室、十日町は小さくなっていることから、都市化の影響はおもに冬に現れているようである。5月に気温の上昇率が高くなっている理由は現段階ではよく分かっていないが、冬から夏への季節の移り変わりの時期が早まっている可能性などが考えられる。

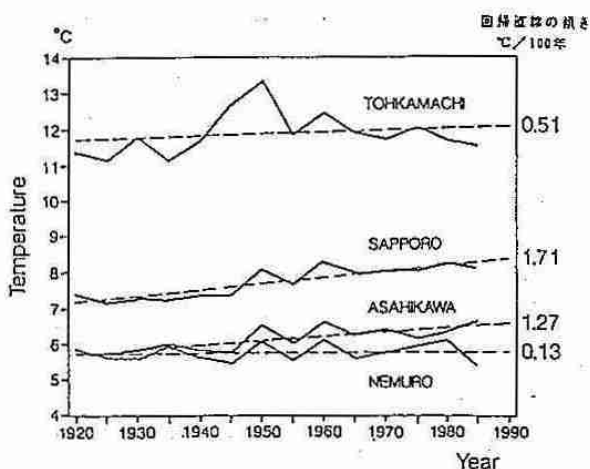


図1 年平均気温の経年変化(5年平均値)

表1 気温及び最大積雪深の年変化率

	気温	最大積雪深
札幌	1.71	0.014
帯広	1.43	0.100
旭川	1.27	-0.004
函館	1.05	0.054
釧路	0.56	0.144
十日町	0.51	-0.009
根室	0.13	-0.121
寿都	0.04	-0.482
網走	0.03	-0.112
	°C/100年	cm/年

次に冬に着目し、特に積雪がどの様に変化しているかについて考察する。表1の右側に最大積雪深の年変化率を示してあるが、その値は地点ごとにはばらつき、気温の年変化率との相関も見られない。これは気温を支配するものと積雪を支配するものとが、共通のメカニズムに依存していないためである。図3では積雪の分布をコンターで表し、その上に変動係数の分布を重ねて示した。この図から、日本海側から内陸にかけては雪が多く変動係数が小さいのに対して、太平洋側では雪が少なく変動係数が大きくなっていることが分かる。これは日本海側が毎年決まった季節風によって雪が大量にもたらされるのに対して、太平洋側では冬の終わりに通過する低気圧によって雪がもたらされるという雪の降り方の違いを反映している。

冬の寒さを表す量として凍結指数（その冬の0℃以下の温度の積算）がある。図4に札幌、十日町の凍結指数の経年変化を示す。札幌の凍結指数は冬の気温の上昇を反映して年々低くなる傾向がみられる。また最大積雪深と凍結指数の関係を標準化して図5に示したが、十日町では寒い年ほど雪が多いという関係があるのに対して、札幌では雪の量と寒さは無相関であることが分かった。これは、十日町においては冬期間の平均気温が札幌より数度高く、基本的にプラスであることから、暖かい年には降水が雨として降るためである。しかし、一定の降水量が雨として降るか、雪として降るかではなく、寒い年には降水量自体も増えているため、季節風の強さの変化なども依存していると考えられる。

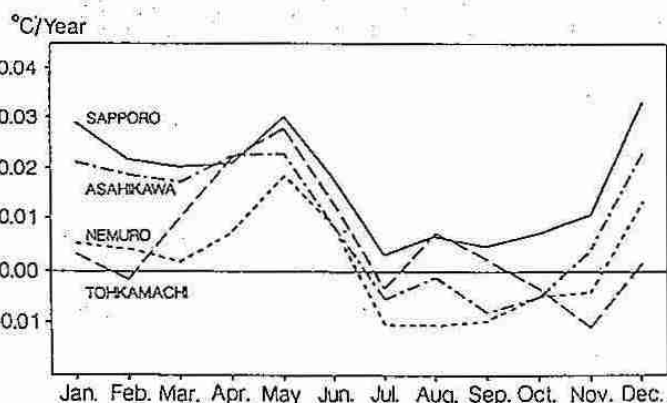


図2 月平均気温の年変化率

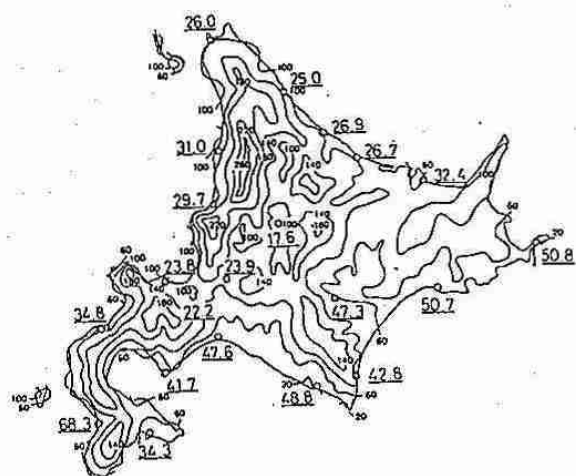


図3 積雪の分布(1962-1981平均最深:等値線)及び変動係数の分布(アンダーライン)

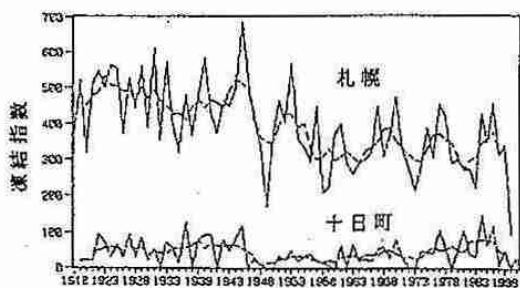


図4 凍結指数の経年変化

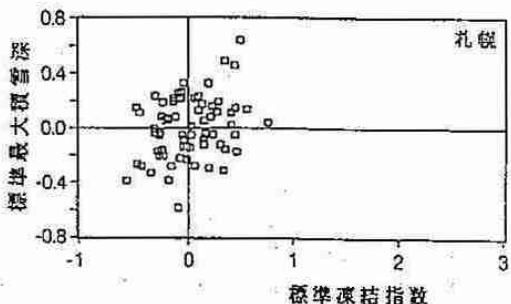
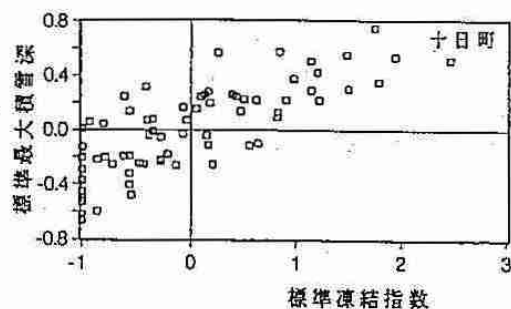


図5 凍結指数と最大積雪深との関係

9 石狩平野に上陸した渦状擾乱のドップラーレーダー観測

城岡 竜一・上田 博 (北大・理)

<序> 冬期の日本海上で発生する渦状擾乱は、直径数km~数100kmの様々なスケールを持ち、これまでも数多くの研究がなされている。しかし、ドップラーレーダーを用いて、それらの内部の詳しい速度構造を解析した例は少ない。1989年2月3日の早朝、積丹半島沖で直径約100kmのスケールを持つ小低気圧が発生した際に、石狩湾上で直径約30kmの低気圧性の渦状擾乱の形成がみられた。ここでは、この特徴的な渦状エコーに対して、1台のドップラーレーダーから水平風を求める手法を適用し、その内部構造の解析等を行った。

<方法> 冬期季節風時に発生する積乱雲からの降雪を伴う激しい下降流(スノーバースト)の構造を解明することを目的として、1988年12月から1989年2月にかけて、札幌市においてドップラーレーダー及び地上気象要素の観測を行った。図1に気温と風向・風速の地上気象要素の観測点とレーダーサイトを示す。北大構内に設置した理学部ドップラーレーダーでは、仰角2°~4°でのセクターPPI(収録範囲180°、収録半径約64km)を10分間隔で収録し、RHIデータも取得した。

2台のドップラーレーダーから水平風を求める方法(Dual)を、1台レーダーの2つの時刻のデータに適用する時間差デュアル(Time Lag Dual or Synthetic Dual)の方法を用いて水平風を求めた。図2に、その概念図を示す。時刻 T_1 ・ T_2 におけるレーダーエコーを E_1 ・ E_2 とし、エコーが一定の速度 V で移動したとすると、その移動距離は

$$L = V(T_2 - T_1)$$

となる。このときのストーム内の水平風が太矢印のように定常を保っていたとすると、ドップラー速度成分はそれぞれ細矢印のように得られる。これを、距離 L だけ離れた2点のレーダーサイト R_1 ・ R_2 からエコー E を同時に観測したと仮定して、その水平風を再現すると下図の太矢印のようになる。従って、システムがある程度の速度を持って移動しており、そのシステムに特有な速度パターンが変化しないような場合には、有効な速度場を得ることが出来る。

<結果> 図3に示したような渦状エコーが7時30分頃にレーダーサイト付近を通過した。このエコーは、6時40分頃から石狩湾上で顕在化し、システム全体としては、ほぼ定常な形態を保ったまま西北西から東南東に約10m/sで進行して上陸した。渦を構成する各セルは、渦による低気圧性の回転を示しつつ、新たな対流セルをその回転方向前方に形成していた。

図3の時刻に対応する速度場を、7時22分と7時42分の2つの時刻のPPIドップラー速度から時間差デュアルの手法で求め、図4(図3の長方形領域の範囲)に示した。7時22分のレーダーサイトの位置を R_2 としてエコーの移動を考慮すると、7時42分のレーダーサイトは R_1 になり、基線長約12kmのDualを行うことに相当する。図3の時刻(7時31分)のレーダーサイトは R_3 に対応し、エコーと対比すると、渦の中心部での南成分を持った風及び渦の

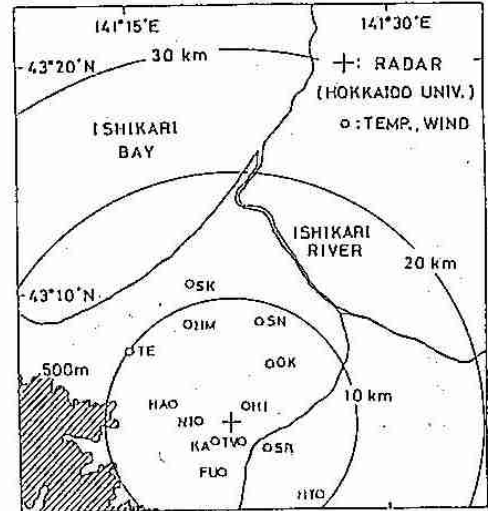


図1 札幌周辺の地上気象観測点とレーダーサイト。

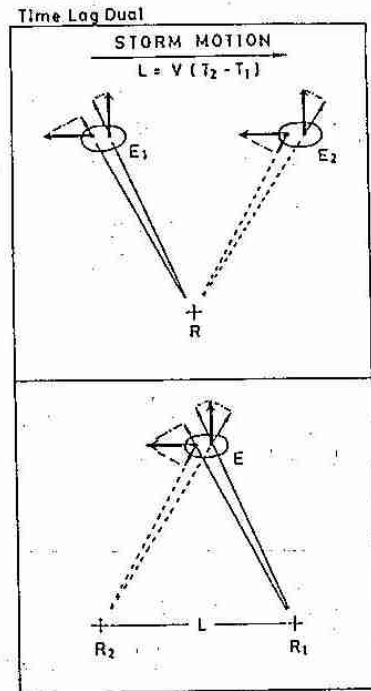


図2 時間差デュアル(Time Lag Dual)の概念図。

北西側で発達中のエコーの進行方向前方でのガスト的な北西風等が明瞭にあらわれている。これは、図5に示した測定点SK(図3の星印)での瞬間風向・風速にみられる7時25分頃の北西風のカストや、それ以前にみられる弱い南西風によく対応していた。また、このようなガストは海岸から内陸までのほとんどの測定点で、エコーの移動に対応して観測された。しかし、地上気温には特徴的な構造はみられなかった。

7時10分頃のドップラーレーダーによるRHIからも、エコーの進行方向前方のカストが確認された。

<まとめ> 1台のドップラーレーダーを用いた観測において、時間の異なる2枚のPPI画像にDualの方法を適用して水平風を求めた。エコーが定常状態を保ち、レーダーサイトとの位置関係が適当なときには、地上風との比較においても非常によい結果を得た。また、ガストのような小さいスケールの現象も比較的良好に再現でき、今回解析を行った渦状擾乱では、渦を構成するエコーの進行方向前方に存在するガストをよくとらえていた。

今回観測を行なった渦状擾乱を模式的にまとめ図6に示した。6時40分頃から顕在化しはじめた渦状エコーは低気圧性の回転を示しながら全体として東南東へ約10m/sで進行した。渦を構成する個々のエコーは、低気圧性の回転を示しながら、その回転方向の前面に強風域またはガストフロントを伴い、そこに新たなエコーを発生していた。エコーがレーダーサイト付近を通過した7時40分頃には、渦の中心付近での南風と北西風のカストが時間差デュアルの手法によって得られ、この渦状エコーは個々のセルが低気圧性の回転を示しているだけでなく、渦状の速度場を持ち、強いエコーの進行方向前方のカストによって、新しいセルが次々と形成されていたことが分かった。

この渦状エコーの通過にともない、地上観測点では顕著な風向・風速の変化がみられたが気温には大きな変化はみられなかった。従って、この渦状擾乱の発生要因としては、熱的効果よりも石狩湾周辺の地形の効果や小低気圧発生による強い渦度場の形成等の力学的な効果が大きく影響していたと考えられる。

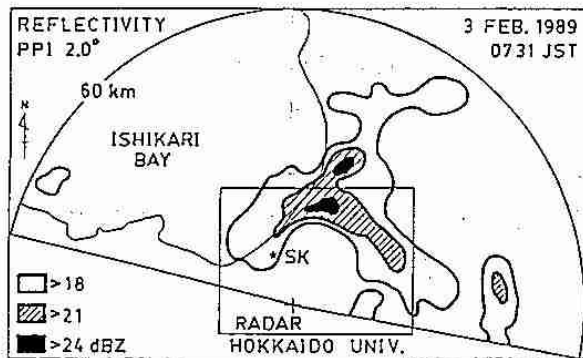


図3 1989年2月3日7時31分セクター-PPI 2.0°の反射強度

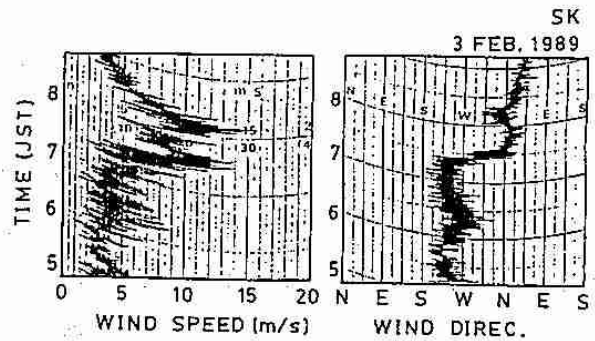


図5 測定点SKでの瞬間風向・風速

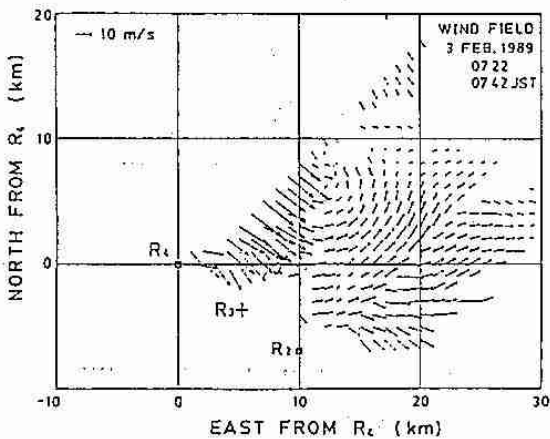


図4 図3の長方形領域内の時間差デュアルによる速度場

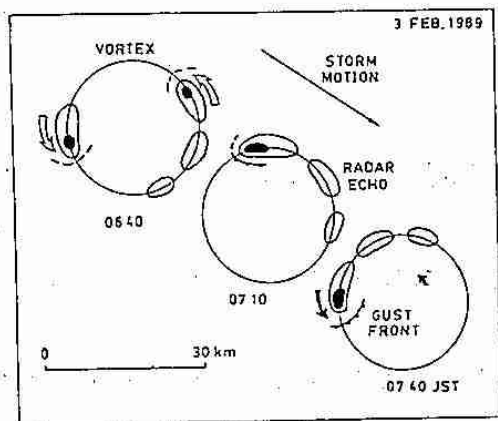


図6 1989年2月3日石狩平野に上陸した渦状擾乱構造の模式図

—発表会要旨②—

平成3年度第1回支部研究発表会要旨

日時：平成3年6月11日（火）

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. 礼文島における降雪雲の発生・発達過程の観測.....	44
北大・理	上田 博
"	菊地 勝弘
"	城岡 竜一
"	竹本 明生
"	高橋 暢宏
"	清水 収司
"	アンドレイ・ボロツィコフスキー
北大・環境研	尾崎 尚則
釜山水産大	李 東仁
2. 礼文島における降雪雲の発生・発達過程の観測 その2.....	46
—1991年1月22・23日に観測された収束帯状雲について—	
北大・理	竹本 明生
"	上田 博
北大・環境研	尾崎 尚則
北大・理	城岡 竜一
"	高橋 暢宏
"	菊地 勝弘
3. 雪結晶の円板部分について.....	48
道教大・岩見沢	志尾 弥
4. 札幌における大気オゾン量と高層気象の関係について.....	50
札幌・予報課	居島 修
5. 動気候学的にみた北海道の季節細分.....	52
	大川 隆

6. 札幌圏におけるレーダ観測の現状について.....54 (2基のレーダ観測相互比較結果)		
	気象協会	宮下 孝治
7. 北海道の気候変動に対する一考察.....56 (Box & Jenkins 理論による時系列データ解析)		
	気象協会	宮下 孝治
8. 気象衛星NOAA/AVHRRデータによる南極域の雲量分布特性.....58		
	札幌・観測課	村田 昭彦
	国立極地研	山内 恭
	東北大・理	田中 正之
9. マイクロ波気象レーダーとMUレーダーを用いた梅雨前線の比較観測.....60		
	北大・理	清水 収司
	“	上田 博
	“	城岡 竜一
	福島大・教育	渡辺 明
	東大・理	住 明正
	京大・超高層	深尾昌一郎
10. 2台のドップラーレーダーによる帯状収束雲の観測 (2).....62		
	北大・低温研	佐藤 晋介
	名大・水圏研	藤吉 康志
	北大・低温研	若濱 五郎
	北大・理	城岡 竜一
	“	上田 博

1 礼文島における降雪雲の発生・発達過程の観測

上田 博・菊地勝弘・城岡竜一
 竹本明生・高橋暢宏・清水収司
 アンドレイ・ペロツェコフスキー (北大・理)
 尾崎 尚則 (北大・環境研)
 李 東仁 (釜山水産大)

1. はじめに

冬期の日本海沿岸において、筋雲、収束帯状雲及び小低気圧等によってもたらされる豪雪に関する研究はこれまで多くなされてきた。最近では、気象レーダー等による集中観測によって、降雪機構はかなり明らかにされつつある。しかし、収束帯状雲等の発生機構、特に海上の雪雲については、直接的な観測例が少なく、不明な点が多い。そこで、文部省科学研究費重点領域研究「都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究」の一環として、1991年1月に礼文島において、海上での雪雲の発生・発達機構に関する観測を行なった。

これまでの地上における降雪粒子の観測等により、雪雲の発達機構における霰や雲粒付き雪結晶の重要性が指摘されている。しかし、雪雲内の降雪粒子の形状を空間的に連続して観測した例はほとんどない。そこで、当観測期間では二重偏波・ドップラーレーダーによる海上の雪雲の鉛直構造の観測を行なったので、その結果を報告する。

2. 観測・解析方法

北海道北端から約60km西方海上の礼文島(図1)で、二重偏波・ドップラーレーダー、レーウィンゾンデ及び地上気象要素等の観測を行なった。礼文島周辺は札幌市等に大雪をもたらす収束帯状雲の発生域として知られる(Kobayashi, 1991)。二重偏波・ドップラーレーダーは、北大理学部レーダーに偏波切替機を付加したものであり、その諸元は表1に示した通りである。観測期間は、1月16日～28日までであり、この期間の後半には気象庁の啓風丸、高風丸による日本海北部定点周辺での観測がなされた。

二重偏波モードではRH観測を主に行なった。二重偏波レーダーの解析範囲はレーダーの性能上30kmとした。パルス毎に切り替えられている、水平偏波と垂直偏波の反射因子 Z_H 、 Z_V を、それぞれビーム方向に3個、スイープ方向に64個の移動平均をとり Z_H 、 Z_V とした。なおビーム方向のデータは250mごとに収録されている。反射因子差 Z_{DR} は次式(Seliga and Bringi, 1976)により求めた。

$$Z_{DR} = 10 \log (Z_H / Z_V)$$

3. 観測結果

観測期間中のレーダー及びゾンデ観測時刻、風系、気圧パターン等の概略を図2に示した。1月22日には北風と北東風の合流にともなうエコーの発達がレーダーのレンジ内で観測された。1月26日以降は季節風が卓越し、レーダーエコーの変化を連続して観測することができた。また、雪雲内の霰と雪片の領域の分離を二重偏波レーダーによって推定することができた。

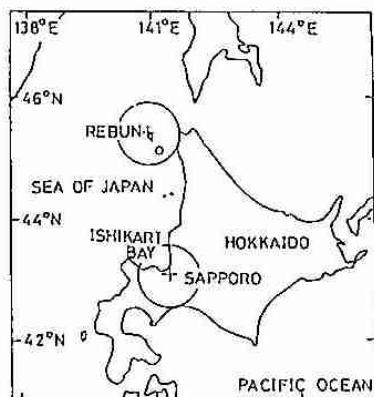


図1. 礼文島周辺の地図。レーダーの観測範囲は60km。

表1. 北大理学部の二重偏波・ドップラーレーダーの諸元。

PARAMETER	DUAL-POLAR.	DOPPLER
FREQUENCY	9410 MHz	9410 MHz
PEAK POWER	40 kW	40 kW
ANTENNA DIAMETER	1.2 m	1.2 m
ANTENNA ROTATION	4 r.p.m.	1 r.p.m.
BEAM WIDTH	2.0°	2.0°
GAIN	38 dB	38 dB
SIDELobe LEVEL	21 dB	21 dB
PRF	750 p.p.s.	1500 p.p.s.
PULSE WIDTH	0.8 μs	0.4 μs
MAXIMUM RANGE	30 km	60 km

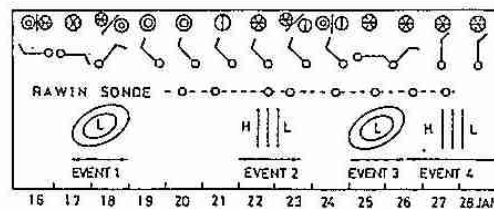


図2. 観測概要。1991年1月16日から28日の天気、代表的風向及び気圧パターンを示す。EVENT 1, 3は観測点南方に低気圧があり、EVENT 2, 4は等圧線が南北に立った冬の気圧配置であった。

多くの二重偏波モードでの観測例の中から、発達したエコーがレーダーサイト近くにみられた 1月28日の例を示す。この日は、ほぼ南北に並んだエコーが持続し、観測点上空を通過するたびに霰が観測された。

図3に礼文島(破線)周辺(半径30km)のエコー分布の例を示す。礼文島東側の南北に連なるエコー列の西側では、ドップラー速度からセクター-VAD法により、18m/sの北風が推定され、その東側では14m/sの北北東風が推定された。

図3の(A),(B)方向の鉛直断面を図4に示す。図4(a)は、エコー頂約2kmの発達した雪雲がレーダーから東方10km付近にあることを示す。図4(b)をみると、高度1.5km以上に Z_{DR} の正の部分があり、エコー頂付近に板状又は樹枝状の雪結晶の存在が推定される。また、1km以下の反射強度の大きな部分に Z_{DR} が0から負の領域がみられ、この部分に霰又は濃密雲粒付雪結晶の存在が推定される。図4(c)は上記の鉛直断面より少し南側のドップラー速度成分の鉛直断面図とドップラー速度成分から二次元性を仮定して求めた気流系である。下層には東風成分の流入がみられ、上昇流に対応した反射強度及び Z_{DR} の分布がみられ、エコーの東端が霰の形成域にあたと推定された。

他の時刻でも、発達したエコーのアンビルにあたる雲頂付近では Z_{DR} が1dB程度の正の領域が多くみられ、下層の発達中のエコーには Z_{DR} が0以下の領域が多くみられた。

図4の仰角2度の部分の Z_H と Z_{DR} の関係を図5に示した。 Z_H が増大すると Z_{DR} が減少するという雪雲の特徴が見られた。

4. まとめ

Xバンドの二重偏波・ドップラーレーダーによる、海上で発生・発達する雪雲の観測により、雲頂付近に板状又は樹枝状の雪結晶ないしは偏平な雪片が存在し、下層の強い降雪域に霰が存在することが推定された。この観測結果から、Xバンドの二重偏波レーダーは限定された領域内では降雪粒子の形状の推定に有効であることが確かめられた。

謝辞

ゾンデデータ等の気象資料の提供をいただいた稚内地方気象台はじめ各機関及び宿舎等の便宜をいただいた礼文町に感謝致します。

参考文献

Kobayashi, F., 1991: Observational and analytical studies on the convergence band clouds occurring along the west coast of Hokkaido, Japan. Doctor's thesis Hokkaido University, pp 131.
 Seliga, T. A. and V. N. Bringi, 1975: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. J. Appl. Meteorol., 15, 69-76.

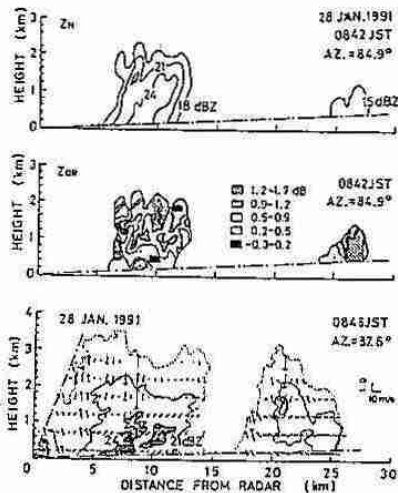


図4. 図3の(A)方向の(a) Z_H と(b) Z_{DR} の鉛直断面図。(c)は図1の(B)方向の鉛直断面図。各図の一点鎖線以下の低仰角部分は海面反射の影響があるので省略した。

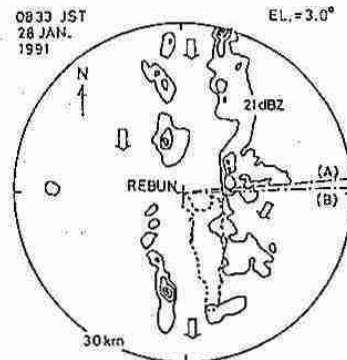


図3. 1月28日8時33分の仰角3°のPP1, 18dBZから2dBZ間隔の実線でレーダー反射因子を表す。矢印はドップラー速度成分分布から推定された風向を示す。

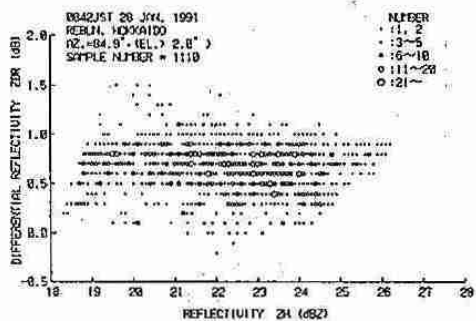


図5. 図4の仰角2度の部分の Z_H と Z_{DR} の関係。

2 礼文島における降雪雲の発生・発達過程の観測 その2 -1991年1月22・23日に観測された 収束帯状雲について-

竹本明生・上田 博 (北大・理)

尾崎尚則 (北大・環境研)

城岡 竜一・高橋暢宏・菊地勝弘 (北大・理)

1. はじめに 冬期、石狩湾などの日本海沿岸に豪雪をもたらす原因の一つとして、サハリン南西端で発生する収束帯状雲が知られている。これについて、これまで石狩湾周辺でのドップラーレーダー等による観測が行われてきたが、発生地点付近でのレーダー観測はまだ行われていなかった。そこで1991年1月に礼文島スコトン岬において二重偏波ドップラーレーダー及びレーウィンゾンデ等を用いた集中観測を行った。今回は1月22日から23日にかけて観測された収束帯状雲の解析結果について紹介する。

2. 観測・解析方法 1月22日22時から23日04時の間、レーダー観測範囲内に収束帯状雲に対応すると考えられるエコーが見られた。この間、ドップラーモードによって15~20分間隔で仰角 0° から 9° までのPPI及びRHIのデータを収録した。また22日20時に、観測点においてレーウィンゾンデ観測を行った。

3. 観測結果 1月22日北海道付近は冬型の気圧配置で、上空500mbにはサハリン付近に中心を持つ -42°C 以下の寒気が北海道付近に流れ込んでいた。22日の観測点付近の主風向は北から北西であった。

図1に仰角 1° のPPIの反射強度の時間変化を示す。22日22時47分に、観測点の北東側に幅約10kmの大きなバンド状エコーが観測された。その後エコーパターンは約20km/hで南西進し23時40分にはバンドの湾曲部分も観測された。短い時間間隔でバンド状エコーの個々のセルの動きを追うと、湾曲部分から北側では北東から南西に、南側では北から南に移動していた。また観測点の西側の領域では筋状のエコーが多数発生し、これらは南東に移動していた。23日00時30分頃バンド状エコーが観測点付近に到達し、筋状エコーと合流した。そしてこの状態が約3時間継続して観測された。仰角 1° のPPIのドップラー速度より得られたエコー内の風の場は、バンド状エコーでは北東風、筋状エコーでは北西風であり、これよりこれらは収束帯状雲を捉えたものであることが分かった。

図2にバンド状エコーが観測点に到達する直前の時刻の、バンドの走向にはほぼ直交する方位角約 90° のRHIの反射強度とドップラー速度を示す。速度場を見ると、高さ1kmより下層ではレーダーに近づく成分、それより上層では遠ざかる成分であり、北東流の厚さは約1kmと推定される。また、北東流の進行方向の先端には、立ち上がりの鋭いエコーがあり、そこでは強い水平収束が起こっている。

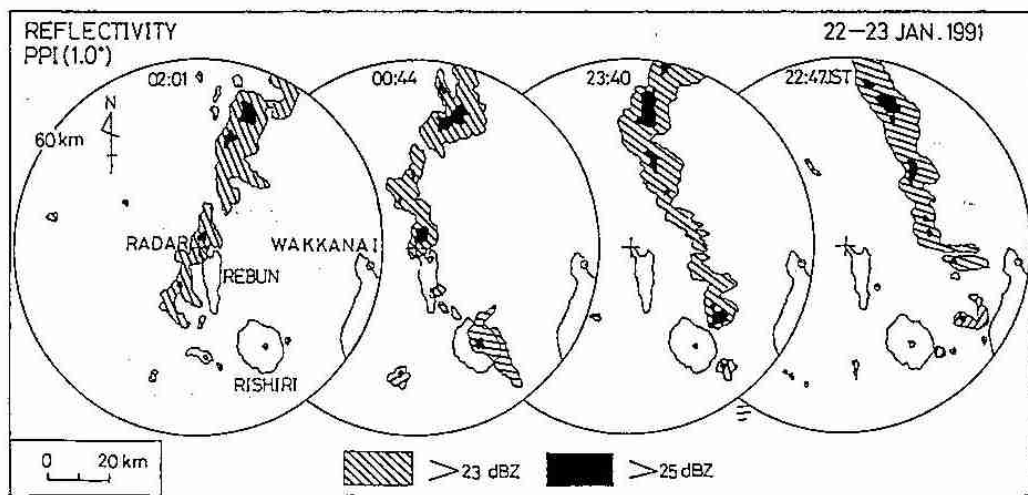


図1 1月22・23日の仰角 1° のPPIにおける反射強度の時間変化。

図3に礼文(観測点)と稚内(地方気象台)での地上の気温、風向、風速の時間変化を示す。礼文では、収束帯状雲が到達した23日00時30分頃に気温が約1℃低下し、風は7~8m/sの北西風から5m/s以下の北東風に急激に変化している。そしてこの状態が収束帯状雲が衰弱する3時30分頃まで継続している。これらの変化とドップラーレーダーによる観測結果から、北東流は密度流のような構造をしていると考えられる。

図4に礼文(観測点)と稚内(地方気象台)でのレーウィンゾンデの観測結果を示す。風の鉛直プロファイルを見ると、礼文では収束帯状雲到達前の22日20時には地上から上層まで一般風と同じ北西風であり、稚内でもほぼ同じ時刻の22日21時には礼文と同様の傾向であったが、23日03時には地上から高さ1kmまで5m/s以下の弱い北東風に変化している。これは、レーダー観測で推定される北東流の構造とよく一致している。また相当温位の鉛直プロファイルを見ると、稚内では地上から上層まで対流的に安定または中立であるのに対して、礼文では、地上0.5kmから2kmまで断続的に対流不安定になっていて、この層は、収束帯状雲のエコーがみられた高度とよく一致している。

4. 結論 今回の観測で、発生地点付近の収束帯状雲をドップラーレーダーにより初めて捉えることができた。これより、一般風である北西風に、サハリン方面より厚さ約1kmの密度流タイプの北東風が潜り込んで対流不安定な層を持ち上げ、収束帯状雲を発生させていることが解った。

謝辞 データを提供していただいた稚内地方気象台の皆さんに感謝致します。

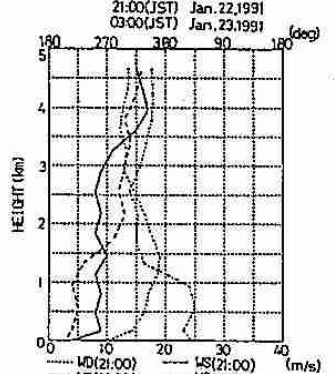
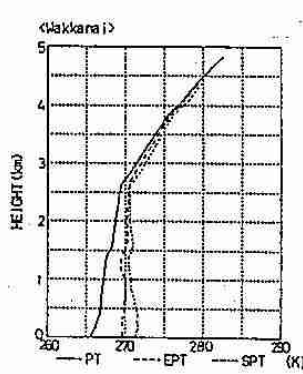
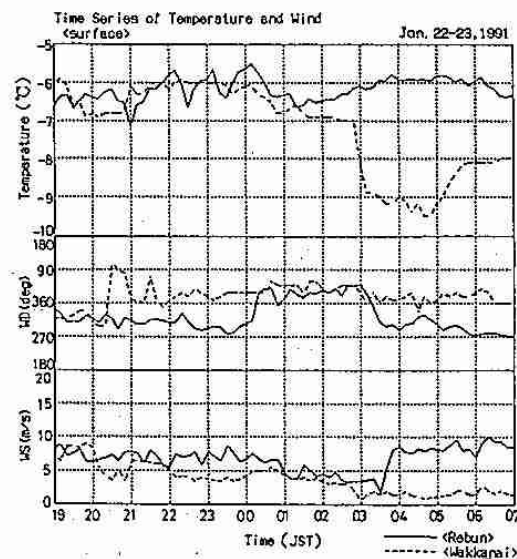
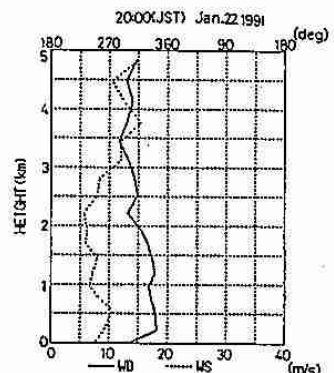
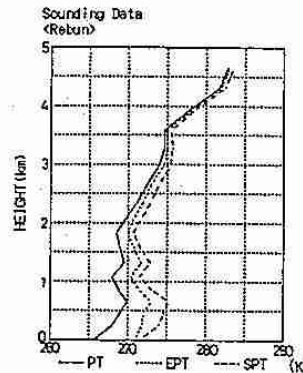
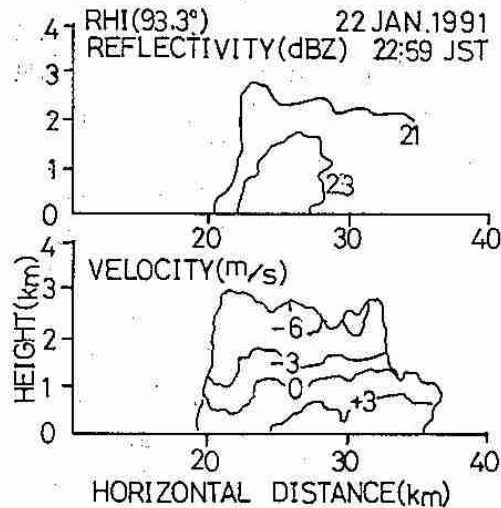


図2 (左上) 1月22日22時59分の方位角93.3°のRHIにおける反射強度とドップラー速度。下図において速度の正符号はレーダーに近づく成分、負符号はレーダーから遠ざかる成分。

図3 (左下) 礼文と稚内での地上データの時間変化。

図4 (上) 礼文と稚内でのレーウィンゾンデデータの鉛直プロファイル。

3 雪結晶の円板部分について

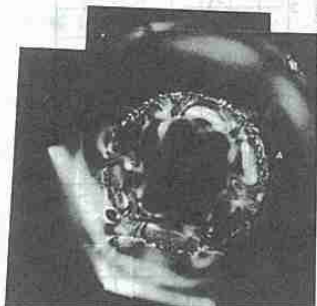
志尾 弥 (道教大・岩見沢)



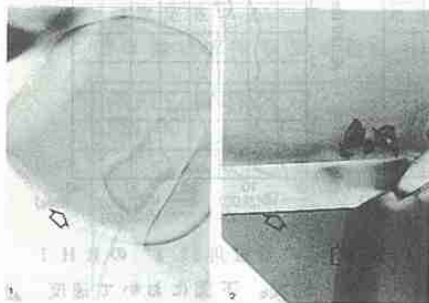
第1図 人工太陽柱



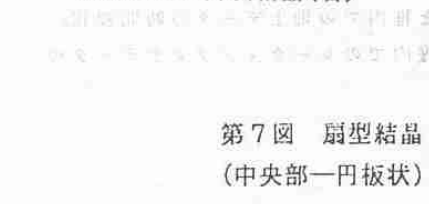
第2図 円板状結晶



第3図 円板状結晶



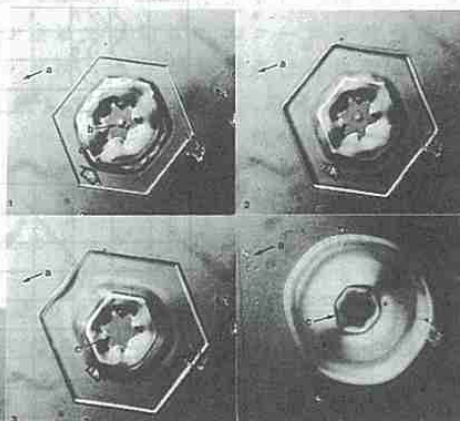
第4図 水中で成長した円板状結晶(左)と針状結晶(右)



第5図 扇型結晶
(中央部一円板状)

荒川達(1951)は水が凍結する時、円板状結晶が成長し、i) 樹木の年輪のような同心円の模様のあるもの ii) 模様のないものの2種類があることを報告している。著者は雪結晶の中に荒川が指摘したと類似の円板状結晶と円板状から成長した角板、及び扇状結晶を多数採集したので報告する。

第1図は人工太陽柱である。観察は主にこのような条件下で行なわれた。第2図は -3.2°C で採集された円板状結晶、第3図は -3.5°C での円板状結晶、円板部分2層に成っている。第4図はスライドガラス板上の氷粒から成長した雪結晶である。氷粒→星状→角板→円板状の変形過程を読みとることができる。第5図は日の出以後に採集した結晶である。中心部の円板部分は年輪模様である。第6図は水中で成長した円板状と針状結晶である。第7図は楕円形の円板状結晶から扇形結晶が成長したものである。中央部は第6図に類似している。第8図は星状雪結晶が退化しながらその尖から樹枝結晶が成長した例である。この結果から雪結晶の表面で焼結現象が起きている可能性を暗示している。つまり界面エネルギーの差によって、水分子は表面上を移動する。その結果正の曲率の部分から負の曲率の部分に水分子は移動する。したがって、星状→角板→円板状結晶と言う変形過程が起りえると思われる。

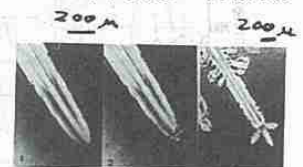


第6図 1. 雲粒 (b) から成長した星状結晶。円板状結晶 (A) 角板結晶 2. 円板状部分が角板に成る 3. 中心の氷粒が (b) 消える 4. 角板が円板に、星状が角板に変形

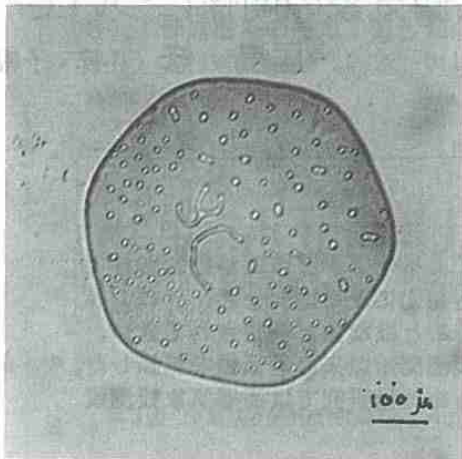
200 μ 部分に水分子は移動する。したがって、星状→角板→円板状結晶と言う変形過程が起りえると思われる。



第7図 角板結晶
(中央部一円板状)



第8図 星状結晶の大きさが退化しながら尖から樹枝状結晶が成長



第9図 角板の昇華変形

昇華による変形は志尾（1989）がすでに発表している。焼結現象として昇華現象との異なる点は前者は体積変化が無いが後者は体積を減少させる。第9図は角板結晶の昇華変形の一例である。角板の外形を残している。

4 札幌における大気オゾン量と高層気象の関係について

居島 修 (札幌・予報課)

1. はじめに

1980年以降オゾンホール出現によってフロンによるオゾン層破壊が懸念されてきた。1986～1991年のオゾン全量は、太陽活動の活発化による増加分と、フロン等による減少分を総合した結果、少なくとも減少することはないと予想されてきたが、札幌において1990年のオゾン全量の年平均値は、観測開始以来の最低値を記録した。大気オゾン量のこのような大きな変動を説明するため、本研究では高層気象観測資料を用いて考察を試みた。

2. 調査期間・資料

調査期間：1960年～1990年

資料：・AEROLOGICAL DATA OF JAPAN

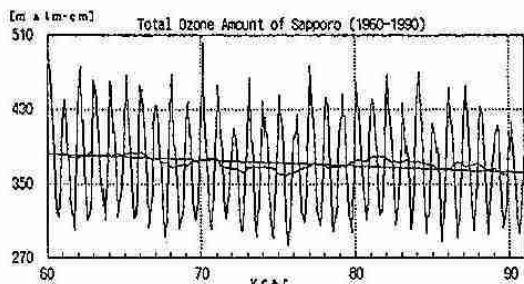
(日射の影響を避ける為21時のデータを使用)

・AEROLOGICAL DATA OF JAPAN SPECIAL VOLUME(OZONE)

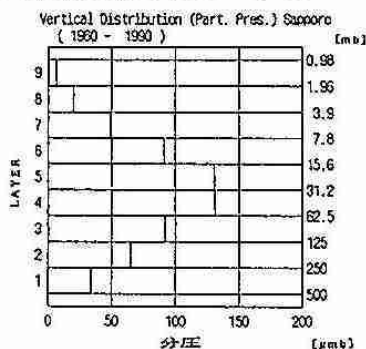
3. 解析方法

オゾン資料としては、ドブソン分光光度計により観測されたオゾン全量、及び鉛直分布の分圧を使用した。高層気象資料としては、気温、特定気圧面間の層厚を使用した。これら各資料の時系列からそれぞれのトレンドを検出し、またオゾン資料と高層気象資料との間の相関を調べた。

第1図は、札幌における過去30年間のオゾン全量の時系列である。1年周期の変動は季節変化であり、春期に極大、秋期に極小となる。また、オゾン鉛直分布の1960～90年までの平均値を示したものが第2図である。鉛直分布は9層に分けて統計がとられており、分布の最大は、4～5層の高度で約25 kmの高さにある。



第1図 オゾン全量の経年変化



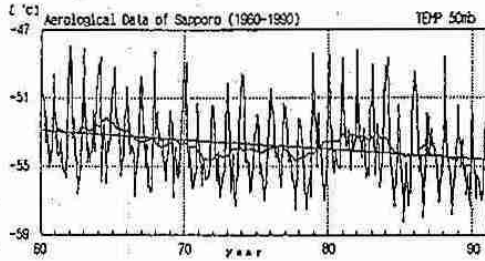
第2図 オゾン鉛直分布の過去30年の平均値

4. 解析結果

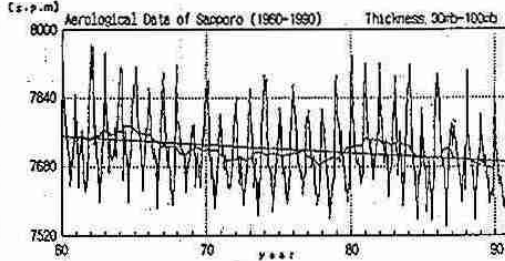
各要素の経年変化

- 1) オゾン全量 : 減少傾向だが1%の危険率で有意ではない。(第1図)
 $-0.054 \text{ m atm-cm/year} \pm 0.048(95\% \text{ Reliability})$
 $\pm 0.063(99\% \text{ Reliability})$
- 2) 下部成層圏の気温：減少傾向がみられる。(第3図)
 (50mb) $-0.0045 \text{ }^\circ\text{C/year} \pm 0.0021(95\% \text{ Reliability})$
 $\pm 0.0027(99\% \text{ Reliability})$

3) 下部成層圏の層厚：減少傾向がみられる。(第4図)
 (100-30mb) $-0.156 \text{ g.p.m./year} \pm 0.082(95\% \text{ Reliability})$
 $\pm 0.109(99\% \text{ Reliability})$



第3図 下部成層圏気温(50mb)の経年変化



第4図 下部成層圏層厚(30-100mb)の経年変化

大気オゾン量と各要素との相関関係

第1表に大気オゾン量と各要素の相関係数を示す。全量では、各高層気象要素とも高い相関があることがわかる。しかし鉛直分布(3~4層)においては、部分的に相関の高いところもあるが全体としては相関が低い。

Total Ozone - 50mb Temp												
Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
r	.53	.41	.54	.74	.62	.76	.64	.66	.84	.48	.40	.72

Layer 3,4 - 50mb Temp												
Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Layer3	.36	.40	.21	.35	.33	.43	.58	.33	.59	.34	.04	.06
Layer4	.46	.46	.22	.29	.42	.19	.44	.32	.70	.23	.19	.17

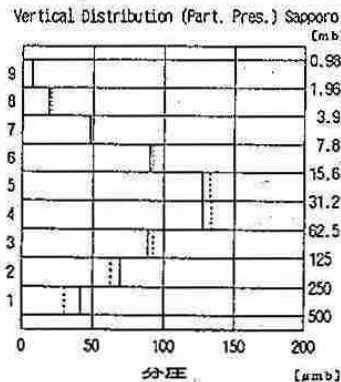
Total Ozone - 100 to 30mb Thickness												
Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
r	.53	.47	.54	.71	.60	.78	.60	.88	.84	.50	.54	.71

Layer 3,4 - 100 to 30mb Thickness												
Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Layer3	.38	.30	.25	.30	.38	.49	.67	.44	.62	.36	.04	.01
Layer4	.48	.38	.37	.26	.37	.74	.55	.45	.79	.26	.20	.10

第1表 オゾン全量、鉛直分布と高層気象要素との相関関係

1960年~80年の平均値と最近のオゾン鉛直分布の比較

オゾン鉛直分布において、フロン等による影響が少ない1960~80年の平均値と、フロン等の影響があると思われる1982~90年の平均値を比較してみた。オゾン全量では有意な変化傾向はみられなかったが、鉛直分布で比較してみると、第5図に示すように、オゾン分圧は対流圏上層の1~2層では増加、下部成層圏の4~5層では減少していることがわかった。



第5図 1960~80年の平均値(破線)と最近(実線)の鉛直分布との比較

5. まとめ

以上のことから、オゾン全量としての顕著な減少は検出されなかったが、オゾンの鉛直分布のピークに当たる下部成層圏では、オゾンの減少がみられ、それに対応して下部成層圏での気温の降下、層厚の減少が確認された。成層圏気温については、温室効果によっても降下するとの知見もある。

下部成層圏のオゾンの減少は、フロン等によるオゾンの破壊によるものと考えられ、また、対流圏上層でのオゾンの増加は、原因の一つとして紫外線が大気下層にまで進入するようになった結果、対流圏上部でのオゾンの生成が活発化したためといわれている。

今後は今年の1月から観測が開始された紫外域日射観測の観測資料も含めて大気オゾン量の変動について調査を続けていきたい。

5 動気候学的にみた北海道の季節細分

大川 隆

季節ステージはそれぞれ
の地方の緯度、大陸度など
の因数で、本州と北海道で
はかなり異なる。筆者は以
下に述べる方法で図1に示
す結果を得た。

季節ステージの細分手段
としては、大気環流や前線
系の南北偏位に立脚したま
ののうち、北海道の気象現
象に直接関係しているもの

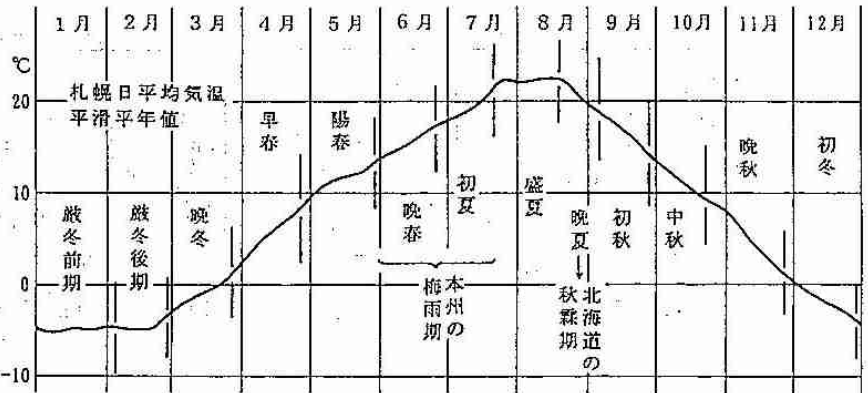


図1 北海道の季節ステージの細分図

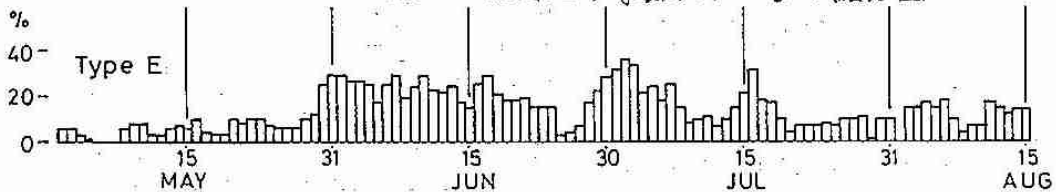


図2 E型オホーツク海高気圧の日別出現率(1950~1985年)

によることが最も著ましい。気温は空間代表性が大であり、その程度有効である。大雨など降水現象は前線に付随するだけに有効だが、降水量は局地性が大きく、適当でない。あるレベル以上の大雨や水害などの発生頻度が今のところ最良の指標の一つとみられる。

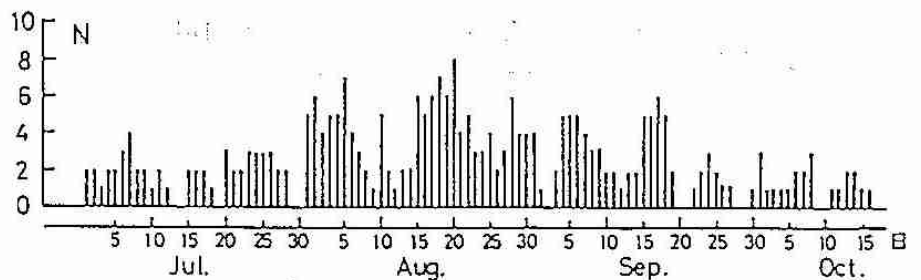
晩冬から春季は環流場の特性から特徴的指標が得られず、晩春から話を進めることにする。図2は典型的梅雨型気圧配置の時に出現するE型オホーツク海高気圧の日別頻度である。その頻度の特性から、5月末に晩春の入り(本州南岸沖の梅雨前線の停滞の始まり)、6月下旬半ばの極小の境に初夏の入り(東北地方南部梅雨本格化)、7月中旬末の極小が梅雨明けに対応しての盛夏の始まりとみた。

図3は北海道における水害の日別頻度で、夏から秋の前線帯の南下による季節の境目とみることができ。すなわち、8月中旬後半、9月上旬後半、9月下旬半ばの頻度の増大である。これは、北海道に災害をもたらした台風の日別頻度ともよく対応しており、また秋の地上前線の振動から秋の季節ステージとよく分けた松本淳の研究結果ともよく一致するものである。以上から盛夏の終り: 8月中旬末、晩夏の終り: 初秋の始まり: 9月上旬後半、中秋の始まり: 9月下旬後半とした。ここで8月下旬の晩夏は台風襲来や水害の多発でまさに北海道の秋霖期である。9月中旬後半の水害多発は、台風の本邦襲来の特徴日として有名であるが、その原因はよく分らない。

また、松本淳の研究によると、10月20日すぎに亜熱帯ジェット流がヒマラヤ山塊の南側へ転移する。これに対応してこの時期に北海道には寒波の第一波が襲来し、道内の降雪初

図3

北海道における水害
の日別発生頻度(1946~
1985年)若原勝二によ
る。



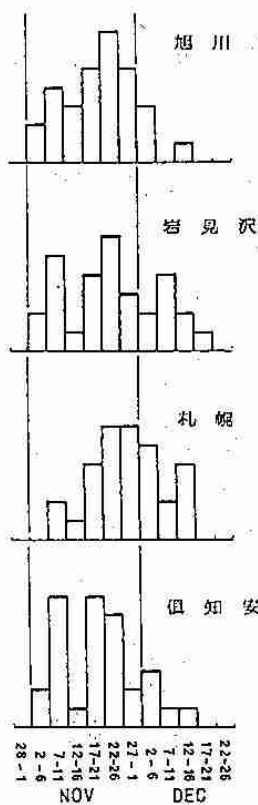


図4 北海道西部の長期積雪初日の半旬別頻度(1951~1980)

図5 札幌の気圧と雲量の日別変化図(1891~1950年の60年平均値, 気象協会道本部「わかりやすい北海道の気象」より)

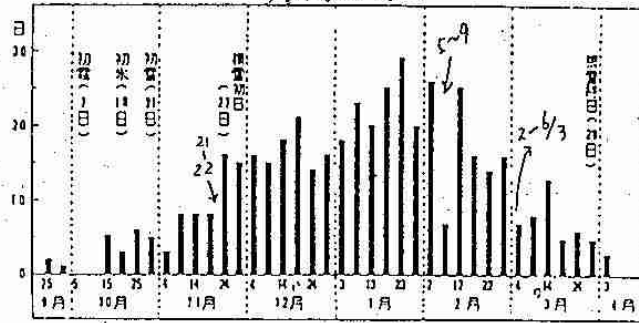
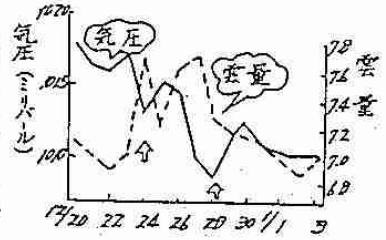


図6 西高東低の冬型気圧配置の半旬別日数(1956~1965年の10年間) 李 蔚現象は札幌の平年値(吉野正敏による)

日の平年値推定: 10月22日, 旭川; 10月25日, 倶知安 10月26日 などとよく一致する。これより10月下旬前半まで、晩秋の始まりとした。

その後の北海道の晩秋は、いづれと小春日和のくりかえしで、積雪までの期間は日平均気温が氷点0℃以上である。必然的に初冬の始まりは積雪の初日の晩ということになる。図4は北海道西部の長期積雪初日の頻度と半旬毎にみたもので、11月22~26日の半旬の頃に積雪のピークとなって、これより初冬の始まりを11月下旬半ばとした。このことは図6の冬型気圧配置の頻度でもこの頃に不連続に増大していることからうなずける。

積雪初日の頻度と半旬毎にみたもので、11月22~26日の半旬の頃に積雪のピークとなって、これより初冬の始まりを11月下旬半ばとした。このことは図6の冬型気圧配置の頻度でもこの頃に不連続に増大していることからうなずける。

厳冬の入りは、図1の気温カーブからみると、年末から年始頃とみられるが、図5にみる12月28日中心の年末低気圧の通過があることから、厳冬の入りは12月末とした。気温カーブのみからは、厳冬は2月下旬まで続くが、図6から2月上旬後半に冬型気圧配置の崩れがはっきりと認められることから、厳冬期をこの2月上旬後半を境に前期と後期に分断した。晩冬の始まりは、気温ベースが厳冬の入りとほぼ同じであることとみられることと、図6にみる3月2~6日の冬型の急激な減少から2月末とした。

早春の始まりは本格的融雪の開始とみるのが最良であるが、その見極めは以外に困難である。積雪終日から1日10cmの割合で最深積雪(平年値)を推算するよりいたしかたない。北海道西部多雪地帯の長期積雪終日の平年値をみると、稚内4月7日、留萌4月6日、旭川4月3日、岩見沢4月4日、札幌3月31日、倶知安4月21日となっている。北海道西部の平均的終日を4月5日とすると、本格的融雪開始はこれより1週間から10日前となり、早春の始まりを3月下旬半ばとした。この日付は図1にみる気温ベースでも11月下旬半ばの初冬の入りと一致する。

さて最後に残った早春から陽春への転移日は何によって決めたいかということである。桜の開花も一つの目安であるが、地域差が大きい。降雪の終日については、オホーツク海側は流氷の影響で外れて考えなければならない。北海道西部多雪域の降雪の終日の平年値が旭川5月7日、留萌4月24日、岩見沢4月22日、札幌4月21日、倶知安4月25日であることと、図1の気温ベースの晩秋の始まりとの対応から陽春の始まりを4月下旬半ばとした。

6 札幌圏におけるレーダ観測の現状について (2基のレーダ観測相互比較結果)

宮下孝治 (気象協会)

1. はじめに

札幌を中心とした道央圏では、日本では稀なほど気象観測用レーダが密集しており観測も活発に行なわれている。

図-1に示すように、現在のところ、 μ - f 観測用レーダが3基(更に1基建設予定)、研究用3基(予定1基含む)が稼働もしくは設置中である。

このように、レーダ観測が過密となっている背景には、降雪が多いという気候条件のために、地域に密着した形で防災・利雪という観点から「雪に関する研究」が進められてきていることがある(表-1参照)。

本報告では学際的立場にたつて、これらの情報を利用する立場からみた注意点を明らかにすると共に、利用に対する提言を行なうものである。

2. 札幌圏におけるレーダ観測の状況

μ - f 観測用レーダは、人口・資産が密集している石狩川流域および札幌圏、さらにはより広域の防災対策のために、気象予報や降雪・降雪の実況監視に用いられている。従って、札幌上空は複数のレーダにより常時監視されていることになる。

しかしながら、各レーダのレーダビーム通過高度を比較してみるとかなりの高度差がある。例えば、札幌を横切る東西-鉛直断面(図-2参照)でのレーダ通過高度を比較したのが図-3である。ただし、札幌管区気象台レーダは3仰角を用いて通常観測しているが、ここでは77°仰角1.0°のものを掲載した。

札幌上空(横軸56)では開発局道央レーダは高度1300m~2300m、気象台レーダは数10m、また建設中の札幌市レーダは高度400m~800mを通過する。従って、各レーダの捉えている降水現象は各々に異なり、各レーダから作成される情報が適切かどうか検討する必要がある。

一方、地物などの影響の現れ方を比較したのが図-4である。気象台レーダは手稲山から恵庭岳にいたるレーダサイトから南西方面ではほとんどビームが遮蔽されてしまう。札幌市(建設中)レーダは気象台レーダに比べ、手稲山方面でのビーム遮蔽は緩和されるが、岩倉別岳方面で遮蔽される領域が広がる。開発局道央レーダは岩倉別岳および手稲山・中山峠方面でグランドクラッターが現われるが、他のレーダに比べて見通しは良い。

μ - f 観測レーダは主にPP1モードで観測されるため、レーダ通過高度が低ければ地上付近の降水現象を捉えられるものの地物によりビームが遮蔽される領域が増えてしまう。

逆に、通過高度が高ければレーダが遮蔽される領域は狭まるが地上で観測される降水とは異なる現象を観測することになる。

従って、既設のレーダにはそれぞれ短所・長所があり使い分けることが大切である。

3. レーダ観測相互比較

前節ではレーダビーム通過高度およびレーダ幅の違いを示し、降水現象の捉え方が各レーダで異なることを示唆した。ここでは、2基のレーダによる降雨観測結果を用いて、実際に比較調査した。

用いたレーダは開発局道央レーダと開発局水理実験場(石狩生振)に設置された北大低温研ドップラーレーダである。レーダの μ - f 諸元による差を除去するために、レーダ反射因子強度(dBz)に変換し比較を行なった。

(事例1:1989年10月17日14時20分 低気圧による降雨)

図-5(a),(b)に観測降雨分布を示す。降雨分布のレーダが明らかに異なっている。高層観測レーダによると高度1000m付近の気温が0°Cとなっており、それ以上の高度では雪粒子が生成されているため道央レーダの反射強度が弱くなっているものと推測される。また、低気圧後面での降雨のため大気下層での対流不安定により降雨となっているもので、そのためにレーダ通過高度の違いが観測結果に反映されたものである。しかし、同一高度レーダで比較すればほぼ等しい降雨強度となっている。

(事例2:1990年8月11日 台風11号による降雨)

図-6(a),(b)に観測降雨分布を示す。降雨強度は道央レーダの方が少し強めに観測されている。

この場合、レーダ高度差によって降雨強度の差が生じてはいない。低温研レーダ付近ほど道央レーダとの対応が良く、この時間帯20mm/h前後の降雨があったため、降雨によるレーダの減衰の影響が現われている可能性がある。

以上に示したように、 μ - f 諸元や立地条件の異なる2基のレーダにより同時に観測された降雨現象をdBz値で比較すると、レーダ通過高度の違いによる観測結果の違いだけでなく、雲物理や大気対流がレーダ特性に絡んでくるために事例毎に観測結果の違いが生ずることが明かである。

4. まとめ

札幌圏には気象レーダが多数稼働しているが、それぞれの立地条件、 μ - f 特性により、降雨現象毎に互いに違った観測結果が得られる可能性があることが示された。

研究用レーダの場合、仰角可変観測を行って現象を詳細に把握することが可能となり欠点が増えられるが、 μ - f 観測レーダではレーダデータ処理の即時性を求められ、かつ汎用としての運用コストを含め実現の難しい部分がある。

むしろ、既設およびこれから建設されるレーダから得られる情報をネットワーク化し、相互利用を図っていくことが望まれるものである。

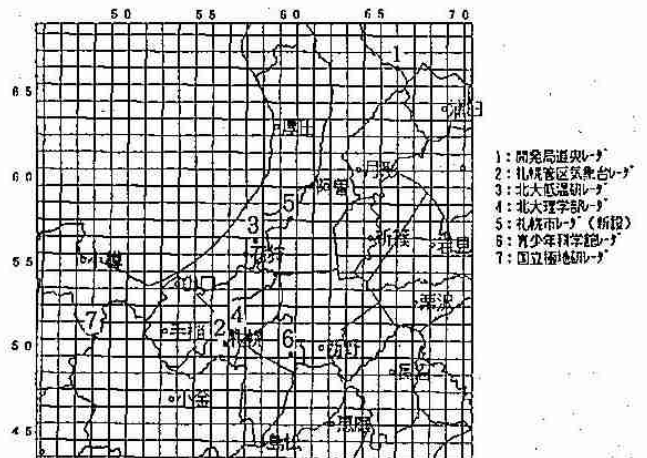


図-1 札幌圏におけるレーダ設置位置

7 北海道の気候変動に対する一考察 (Box & Jenkins 理論による時系列データ解析)

宮下 孝治 (気象協会)

1. はじめに

21世紀には地球規模の気候系が大きく変化することが予測され、そのための科学的な視点に立った環境影響評価に関わる研究が精力的に行なわれてきている。一方、科学的な変動が地域社会にどのような影響を与えてきているのか実態を把握し、今後どのように推移していくかを的確に予測することは実社会で極めて重要なことである。ここでは、特に北海道に限定し、積雪寒冷地における気象・水文環境の実態を把握するとともに将来変動の予測に役立てることを目的として解析を行なうものである。また、主に工学的分野で用いられてきた時系列データ解析手法のひとつであるARIMAモデルについても紹介するものである。

2. 解析方法

北海道の気象庁気象官署のうち長期にわたって観測されている官署を選び、それぞれの月平均気温、月降水量を基に時系列変動の実態を調べ、それを踏まえ降水量の将来予測を試みる。
解析方法としては時系列データの古典的解析手法である移動平均や自己回帰を用いるとともに、工学的分野で降雨流出解析などで用いられるBox&Jenkinsモデルに基づくARIMAモデル(Autoregressive Integrated Moving Average Process)を適用して時系列に含まれる雑音成分までもモデル化し時系列変動を再現した。

3. 解析結果および考察

① 降水量周期成分・傾向成分の導出
年降水量時系列の自己相関係数を算出し、周期的変化を解析した。その結果の一部を図-1に示す。
旭川・札幌・室蘭については、1974年以降は無相関となり、周期性および自己回帰の性質は全く見られない。一方、稚内・根室・寿都については弱いながらも1974年6年くらいまでは自己回帰性がある。つまり、過去の履歴に影響されながら時間変動する傾向がある。
傾向成分を解析するために、10年移動平均を求め、最小自乗法により1890年を起点として直線回帰式をあてはめた。その結果を図-2に示す。1890年以後の長い141年間でみると1年あたりにして0.3mm~2.0mmの割合で降水量が増している。
しかし、最近の20~30年だけに注目すれば明らかに降水量が減少する傾向が見られる。このことは菊地(札幌)の解析によっても明らかにされているが、その要因は明かではない。

② 気温時系列の周期成分・傾向成分の導出
年平均気温、夏期平均気温(6~9月平均)、冬期平均気温(12~3月平均)を求め、その時系列周期成分を解析した結果の一部を図-3に示す。
いずれの平均気温においても稚内・根室・寿都・室蘭では自己相関はほとんどなく周期性は弱い。一方、札幌・旭川では全ての自己相関に対して弱い相関がある。これは気温上昇傾向が任意の期間に等しく見受けられることが原因である。
傾向成分の動向を分析した結果を表-1、図-4に示す。札幌・旭川では各平均気温の上昇傾向が明瞭に現われており、その割合は0.01°C~0.02°C/年である。その他の地点では±0.005°C/年となっており長期のトレンドがあるとは言えない。このような道内各地点における長期変動傾向からみれば、札幌・旭川における気温上昇は科学的な気候変動に基づくものではなく、その地域の都市化によるものと推定できる。

③ 雑音成分の解析
降水量時系列にARIMA(自己回帰-積分-移動平均過程)モデルを適用し、月降水量、年降水量それぞれの既往データからモデルパラメータの同定を行なった。
(ARIMAモデルについて)
一般に時系列データには傾向成分・周期成分・確率変動成分が含まれ、不規則な変動を伴っている。この時系列データを数学モデルで表現するには、確率過程の取扱いが必要となってくる。
この不規則現象の確率的変動の法則を見いだす数学モデルとしては、線形定常モデルとして自己回帰(AR)モデル、移動平均(MA)モデル、自己回帰移動平均(ARMA)モデルがある。
不規則入力および観測データをそれぞれ $\{e_t; t=1, 2, \dots$

$\dots\}$ ($y_t; t=1, 2, \dots$) と表わすと、各モデルは次式で定義される。

$$\text{AR}(1) \text{モデル} \quad y_t + \sum_{i=1}^1 a_i y_{t-i} = e_t$$

$$\phi_1(B)y_t = e_t$$

$$\text{MA}(m) \text{モデル} \quad y_t = e_t + \sum_{i=1}^m b_i e_{t-i}$$

$$y_t = \theta_m(B)e_t$$

$$\text{ARMA}(1, m) \text{モデル} \quad y_t + \sum_{i=1}^1 a_i y_{t-i} = e_t + \sum_{i=1}^m b_i e_{t-i}$$

$\phi_1(B)y_t = \theta_m(B)e_t$
 e_t は平均値0、分散 σ^2 の独立な正規型白色雑音過程

Backshift operator : $By_t = y_{t-1}$
 $\phi_1(B) = (1+a_1B+a_2B^2+\dots+a_1B^1)$
 $\theta_m(B) = (1+b_1B+b_2B^2+\dots+b_mB^m)$

これらのモデルは時系列データの平均値が時間とともに変動する場合には適用することはできない。

こういった場合には、時系列データの差分をとることにより平均値の変動を緩和させ、その差分時系列に線形定常過程を適用することが可能である。このモデルを自己回帰-積分-移動平均過程 (ARIMA) と呼ぶ。

時系列 y_t 過程の1階差分過程は $\nabla y_t = y_t - y_{t-1}$ と表わされる。

従って、d階差分は $\nabla^d y_t = \nabla^{d-1} y_t - \nabla^{d-1} y_{t-1}$ となり、この差分時系列にARMA過程を適用したのが、ARIMAモデルとなる。

$$\nabla^d y_t + \sum_{i=1}^1 a_i \nabla^d y_{t-i} = e_t + \sum_{i=1}^m b_i e_{t-i}$$

$$\phi_1(B) \nabla^d y_t = \theta_m(B) e_t$$

上式のモデル決定は非線形最適化問題を解くことに帰結する。

このようにして求められる月降水量を表現する最適なモデルは表-2に示すモデル値を持つ。月降水量は季節変化をするので12ヶ月差分時系列に対してARIMAモデルを適用した。モデル計算結果と実測を比較したのが図-5であり、不規則変動もよく再現されている。

次に、年降水量にARIMAモデルを適用すると、最適モデルは表-3に示すモデルをとる。モデル計算結果と実測を比較する(図-6)と不規則変動がやや誇張されているがよく再現されている。

④ 降水量の将来予測

モデル同定されたARIMAモデルを用いて、降水量の将来予測を行なった。

ARIMAモデルを差分形式で表現すると次のようになる。
 $y_t = \phi_1 \nabla y_{t-1} + \dots + \phi_1 \nabla y_{t-1-d} + \theta_1 a_{t-1} + \dots + \theta_m a_{t-m} + a_t$

すると、時刻 t を起点とする lead time k における予測値は次のように表現できる。

$$y_{t+k} = \phi_1 y_{t+k-1} + \dots + \phi_1 y_{t+k-1-d} + \theta_1 a_{t+k-1} + \dots + \theta_m a_{t+k-m} + a_{t+k}$$

また、時刻 $t+k$ における時系列 $\{y_t\}$ $\{a_t\}$ の値の条件つき期待値には

$$E[y_{t+k}] = \begin{cases} y_{t+k} & k \leq 0 \\ y_t(k) & k > 0 \end{cases}$$

$$E[a_{t+k}] = \begin{cases} a_{t+k} & k \leq 0 \\ 0 & k > 0 \end{cases}$$

という関係が成立する。この関係を利用して、時刻 $t+k$ ($k > 0$) における予測値 $y_t(k)$ を計算することができる。

月降水量モデルに基づく結果を図-7に示す。予測1年分に対して結果は有効なものである。また、年降水量モデルに基づく結果を図-8に示す。lead time ≥ 2 以上ではほぼ同一の値が予測される。過去のトレンドがほとんどないために将来予測も現在の状態が持続されるという予測結果となったものである。

4. まとめ

北海道における気温・降水量の変動を様々な手法によ

り明らかにしたが、時系列変動に確率過程を考慮した数学理論であるBox&Jenkins理論を適用した。その結果、きわめて少数のパラメータを持ったARIMAモデルによって確率変動を含む時系列を表現することができるものがある。しかしながら、そのモデルを用いた予測には適用限界があり、実用的には、最新のデータを取り込んでパラメータ理論等を適用しモデルパラメータを逐次更新して数ステップ先の予測に応用すべきものと思われる。

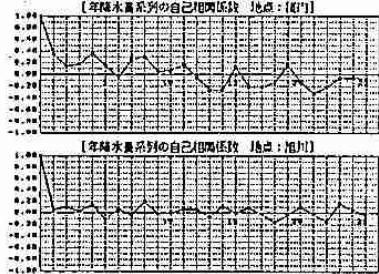


図-1 年降水量時系列の自己相関関数(稚内・旭川)

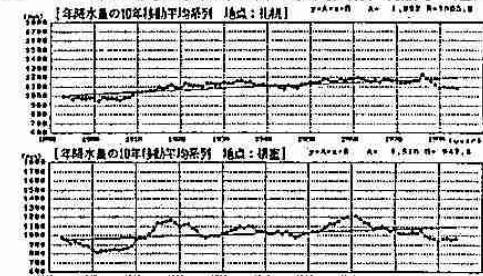


図-2 年降水量の10年移動平均系列(札幌・根室)

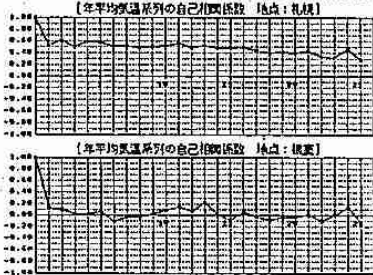


図-3 年平均気温の自己相関関数(札幌・根室)

表-1 各平均気温の傾向成分

表-1) 回帰係数 (y=a+tb)

地点	年平均気温		夏期平均気温		冬期平均気温	
	a	b	a	b	a	b
稚内	0.001	6.3	-0.006	16.7	-0.003	-4.2
旭川	0.015	5.1	0.004	17.6	0.017	-7.1
札幌	0.020	6.5	0.017	17.5	0.017	-4.4
根室	0.008	5.3	0.004	14.0	0.005	-3.8
寿都	0.004	7.4	0.003	17.8	0.004	-1.5
室蘭	-0.001	8.1	-0.001	18.5	0.004	-1.5

a: (°C/year) b: (°C)

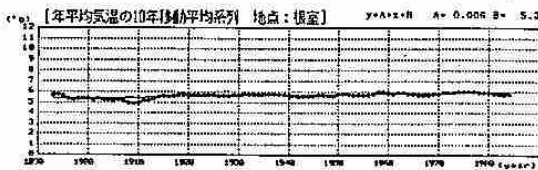
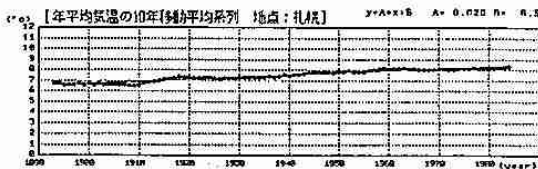


図-4 年平均気温の10年移動平均系列(札幌・根室)

表-2 月降水量の最適ARIMAモデル

(a) (0,0,1)×(0,1,1)₁₂
 $\nabla_{12}Z_t - \mu = (1+\theta_1B)(1+\theta_2B_{12})a_t$

地点	パラメータ				標準分散
	θ_1	θ_2	μ	σ_a^2	
札幌	0.5982E-02	-0.9155E+00	-0.087	50.52	
稚内	0.7719E-01	-0.7574E+00	-0.104	49.43	
旭川	0.4256E-01	-0.8559E+00	-0.062	46.11	
寿都	0.5492E-01	-0.8012E+00	-0.141	49.75	
根室	0.4246E-01	-0.8946E+00	0.121	46.03	
室蘭	0.5553E-01	-0.8906E+00	-0.140	58.97	

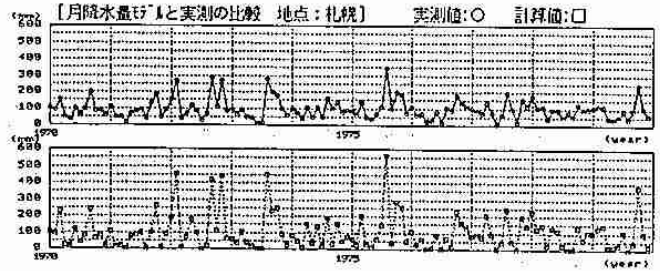


図-5 月降水量最適ARIMAモデル計算値(下)と実測(上)

表-3 年降水量の最適ARIMAモデル

(a) (0,1,1)×(1,1,1)₁₂
 $\nabla_{12}Z_t - \mu = (1+\theta_1B)a_t$

地点	パラメータ				標準分散
	θ_1	μ	σ_a^2		
札幌	-0.8984E+00	-1.02	161.10		
稚内	-0.7979E+00	-1.23	152.38		
旭川	-0.8176E+00	-0.72	163.28		
寿都	-0.7843E+00	-1.68	179.46		
根室	-0.8051E+00	1.55	185.06		
室蘭	-0.9041E+00	-1.65	202.30		

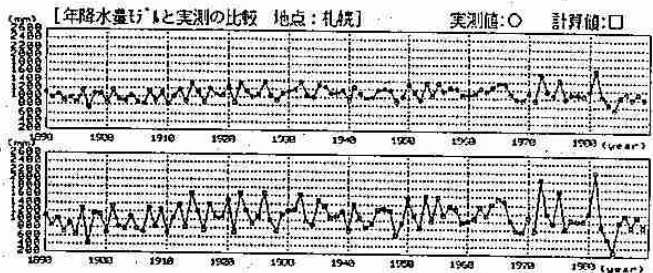


図-6 年降水量最適ARIMAモデル計算値(下)と実測(上)

(月降水量×(0,0,1)×(0,1,1)₁₂による将来予測 地点:札幌)

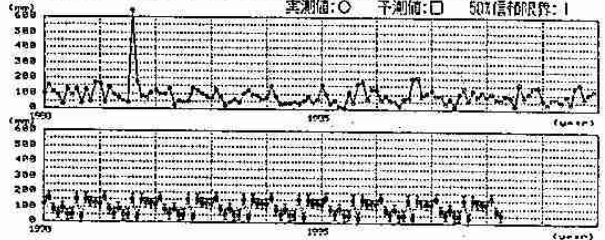


図-7 月降水量最適ARIMAモデルによる降水量将来予測

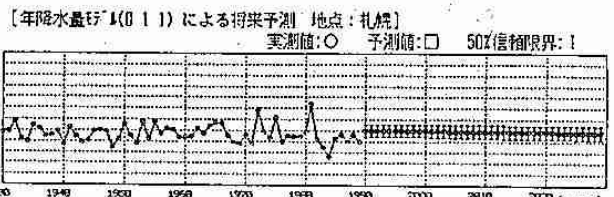


図-8 年降水量最適ARIMAモデルによる降水量将来予測

8 気象衛星NOAA/AVHRRデータによる 南極域の雲量分布特性

村田 昭彦 (札幌・観測課)

山内 恭 (国立極地研)

田中 正之 (東北大・理)

1. はじめに

南極域は地球の冷源としての働きをしているが、その気候が全球規模の気候にどういった影響を与えるかという問題を解明することは、現在における重要な課題である。特に、雲は放射エネルギーの収支を通して、気候の形成・維持・変動に支配的な役割を果たすので、その分布を知ることが必要である。しかし、南極大陸内は、地上観測点が少ないことと、衛星データから雲と雪氷を識別することの困難さから、雲の分布があまりよく分かっていなかった。そこで、新たに提案された方法を用い、衛星データから南極大陸上の雲量を求めて、その分布特性を調べた。

2. データ・方法

気象衛星NOAA/AVHRR CH.4 (10.3-11.3 μ m)、ch.5 (11.5-12.5 μ m) の輝度温度データを用いた。期間は、1987年1月から1988年1月までの約1年間で、1日につき1回である。雲域と晴天域の識別は、Yamanouchi et al. (1987) の方法を使って行った。解析した地域は、南極大陸の東部に相当し、雲量を求めるときのために全体を7 \times 7の領域に分割した(図1)。各領域は一辺が約300 km、データ数は8 \times 8=64である。1つのデータは8 \times 8画素の平均値としたので、分解能は約35 kmである。

解析方法としては、雲量の時間・空間変動パターンを合わせて考えるために、各領域(計49個)の雲量を変数にとった主成分分析を行った。

3. 結果

解析領域における、第1～第3主成分の固有ベクトルの等値線を、図2～図4に示す。第1主成分(寄与率0.18)は、ほぼ全域で正の値をとり、最大値は約0.2で場所による変化は少ない。このことは、第1主成分がどの場所からも大体同じような寄与を受けることを意味し、全域的な雲量増加の指標となっていると言える。一方、第2主成分(寄与率0.12)では、東西の対称性が明らかであり、図中の左側半分が負の値、右側半分の地域が正の値を示している。更に、第3主成分(寄与率0.09)は、ほぼ南北振動のパターンを示し、南部(南極点の東方)で負の値、北部(昭和基地の西方の沿岸部)で正の値をとっている。

次に、第1～第3主成分の得点(図5)について考える。第1主成分得点は12月から1月にかけて大きな値を持ち、それに伴って11月に増加、2月に減少の傾向がみられる。また、7月から9月にかけても、変動が激しいにもかかわらず、全体的には大きな値をとっている。つまり、年2回(7月～9月・11月～1月)の雲量増加の時期があったことになる。van Loon and Rogers (1984)によれば、この時期に南緯55度付近の平均東西風が小さくなっていて、南北循環が強まることが分かる。このことから、そのころに低気圧性擾乱が内陸部にまで入り込みやすい、ということが示唆される。

第2主成分は東西振動の指標であったが、主成分得点の特徴として、7月～9月・11月～12月の負の値、6月～7月・9月～10月の正の値が挙げられる。つまり、前者は西側地域での雲量が多い時期、後者は東側地域での雲量が多い時期ということになる。

最後に、第3主成分であるが、これは南北振動のパターンを表すので、8月・10月～11月に北部沿岸域(昭和基地の西方)での雲量が増えたことを意味する。また、7月と9月に南部(南極点の東方)で時々雲量が増加する時期があったことも分かる。

参考文献

- 国立極地研究所(1985): 南極の科学9 資料編 古今書院 289p.
 van Loon, H. and J.C. Rogers (1984): Interannual variations in the half-yearly cycle of pressure gradients and zonal wind at sea level on the Southern Hemisphere. *Tellus*, 36A, 76-86.
 Yamanouchi, T., K. Suzuki and S. Kawaguchi (1987): Detection of clouds in Antarctica from infrared multispectral data of AVHRR. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 65, 949-962.

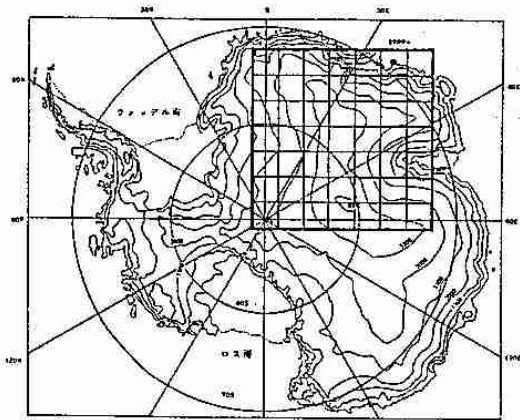


図1 観測を行なった場所。国立極地研究所(1983)を改訂。

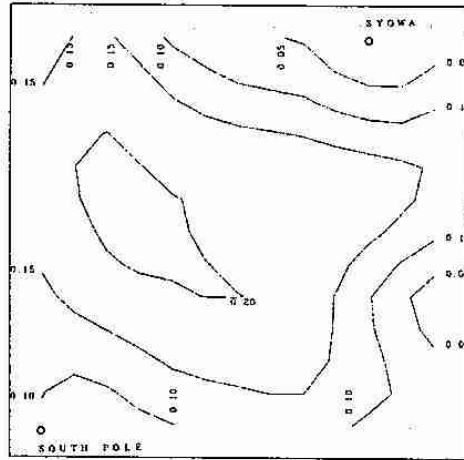


図2 観測に関する主成分分析の固有ベクトル(第1主成分)。右上の数字は等高線と等値線を示す。

0.18
0.18

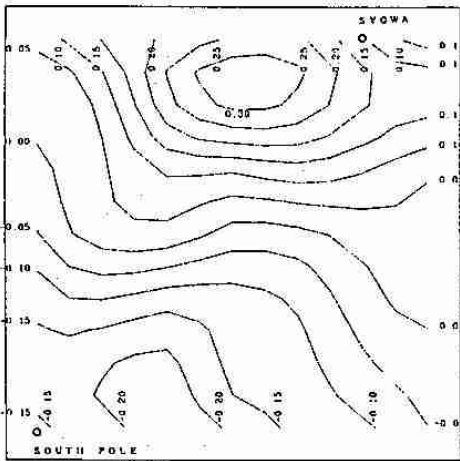


図3 観測に関する主成分分析の固有ベクトル(第3主成分)。右上の数字は等高線と等値線を示す。

0.09
0.30

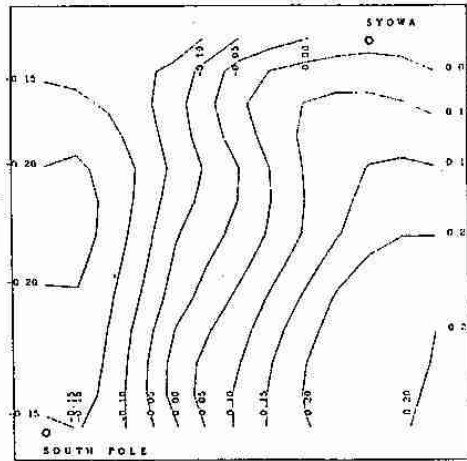


図4 観測に関する主成分分析の固有ベクトル(第2主成分)。右上の数字は等高線と等値線を示す。

0.12
0.30

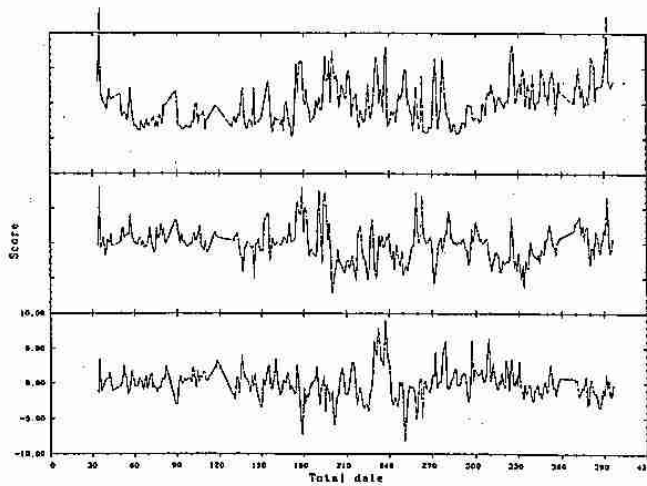


図5 観測に関する主成分分析の主成分得点(上から第1~3主成分)。

9 マイクロ波気象レーダーとMUレーダーを用いた 梅雨前線の比較観測

清水収司・上田博・城岡 竜一 (北大・理)

渡辺 明 (福島大・教育)

住 明正 (東大・理)

深尾昌一郎 (京大・超高層)

1. はじめに

1990年 6月30日から 7月15日まで、滋賀県信楽町の京都大学超高層電波研究センター・信楽MU観測所に北大理学部マイクロ波気象ドップラーレーダーを設置して、MUレーダーとの比較観測を行った。信楽では大きく分けて4回の降雨が観測されたが、今回は信楽上空を梅雨前線が通過し、層状雲による降雨が観測された7月2日から3日にかけての事例について報告する。

2. 観測・解析方法

信楽の位置と、7月3日09時の地上天気図及びマイクロ波レーダーの位置と観測範囲を図1に示す。今回の解析では、ドップラーレーダーの反射強度、速度データからPPIの1周平均反射強度及びVAD法から水平風の鉛直プロファイルの時系列を作成し、MUレーダーの反射強度データの時系列との比較を行った。またレーダーサイトから上げたゾンデデータも解析に使用した。

3. 観測結果

図2に15°のPPIの反射強度を1周平均したものの鉛直プロファイルを2日09時から3日15時まで15分毎の時系列に並べたものである。ブライトバンドは2日09時から15時までは高度4.5kmであったが、その後徐々に上昇し、3日00時以降高度5kmで一定となった。また層状雲により長く続いていた降雨であったが、1~3時間の周期で強弱があり、大きいスケールではバンドとしてエコーがやってきていたことを示している。特に3日04時以降強くなっているのがわかる。

図3はVAD法によって求めた2日09時から3日15時までの水平風の鉛直プロファイルと時間雨量の1時間毎の時系列、及びレーダーサイトから上げたラジオゾンデのデータより求めた相当温位の鉛直時間断面を示している。雨量データを見ると、図2の反射強度の強いところに対応して、3日04時以降で多量の降雨が観測されている。水平風は下層に約15 m/sの強い南東風、上層では西風が卓越している。2日21時まではこの両者の間に弱い南風の層が入り込んでいる。この層に対応して、相当温位の極小域が存在する。これは東海上にある寒気を伴った高気圧の縁を回ってくる南寄りの風に相当している(図4)。また上層と下層の間のシア層に対応して温位の急勾配があり、上層と南風層の間にも温位の急勾配が存在している。図5は2仰角VAD法によって計算した水平発散量の鉛直プロファイルの時系列である。全体としては最下層で発散、その上の高度1~2kmで収束となっている。また2日13時から17時にかけて上空4~5kmにある収束域がその後徐々に下層に降りてきている。以上のことから下層にあるシア層は温暖前線に対応するものであり、上層の南風層と上空の西風層の間のシア層は温暖前線とはまた別の前線であると考えられる。

図6は2日09時から3日15時のMUレーダーの反射強度の15分毎の時系列であり、それぞれのデータは30分で移動平均をとっている。MUレーダーの反射強度は、大気の乱れを直接反映しているので、前線のようなシアのあるところで強くなると考えられる。高度約2kmに強い層があり徐々に下層に降りていることから温暖前線に相当していると思われる。また2日15時から21時にかけて高度4kmから2km付近に降りてくるラインが上空の前線に対応すると考えられる。さらに3日10時以降に下層から中層に上昇するラインは上空の寒冷前線がやってきたものと思われる。

以上のことをまとめた今回の事例の概念図を図7に示した。下層に南東風、上層で西風が卓越していて、これらの間で図のような温暖前線が描けるが、2日21時までは南風として中層に寒気が入り込んでいて、上層との間に別の前線を描くことができると考えられる。

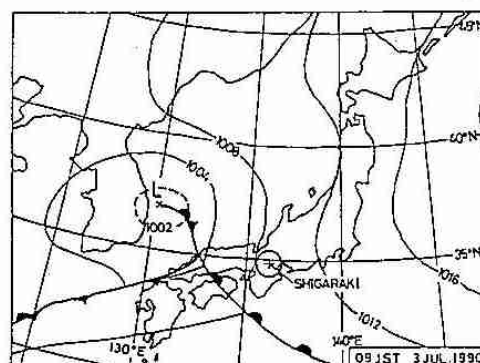


図1 1990年7月3日09時の地上天気図。+印はレーダーサイトの位置、円内が観測範囲

4. まとめ

マイクロ波ドップラーレーダーを用いることにより、VAD法等からラジオゾンデより細かい高度・時間間隔で水平風、及び収束・発散の鉛直プロファイルが得られ、温暖型閉塞前線の鉛直構造、及び詳細な時間変化の様子をとらえることができた。この結果はMUレーダーの反射強度の時系列とも符合していた。今後より細かい構造についてさらに解析を進め、また他のケースについてマイクロ波、及びMUレーダーにより解析を進めることによって、梅雨前線のより詳細な構造を説明することができると期待される。

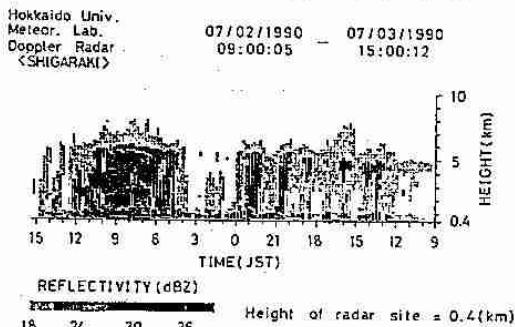


図2 7月2日09時～3日15時のPPIの1周平均反射強度の鉛直分布の時系列

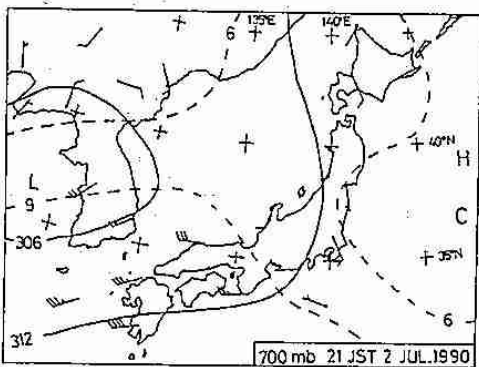


図4 1990年7月2日21時の700mbの高層天気図

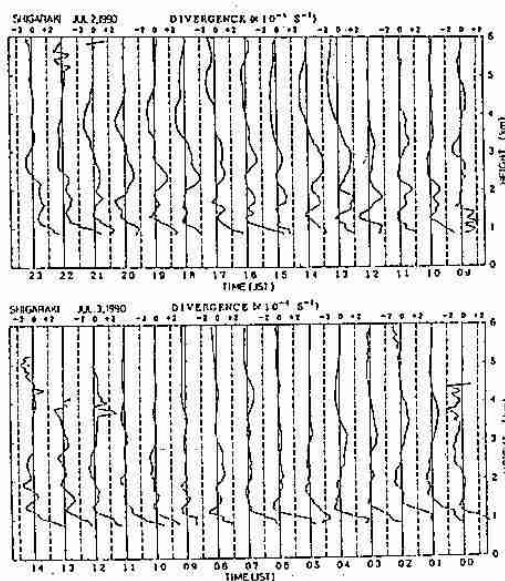


図5 7月2日09時～3日14時の2仰角VAD法(仰角 $14.9^\circ, 9.0^\circ$)による水平発散量の鉛直分布の時間変化。

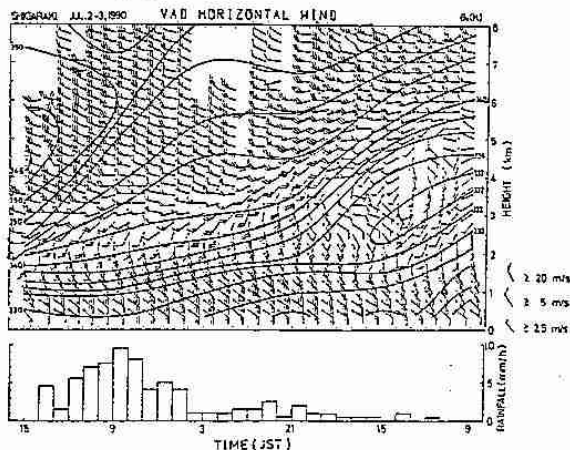


図3 7月2日09時～3日15時のVAD法による水平風の鉛直分布と信楽における時間雨量の時系列、及び相当温位の鉛直時間断面

MU Radar 07/02/1990 - 07/03/1990
<SHIGARAKI> 11:58:53 - 15:00:51

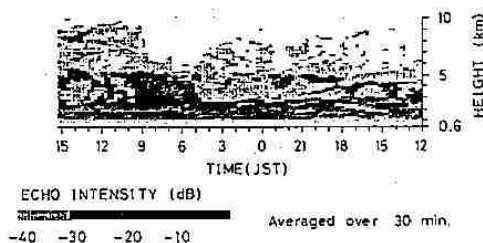


図6 7月2日12時～3日15時のMUレーダーの反射強度の鉛直分布の時系列。

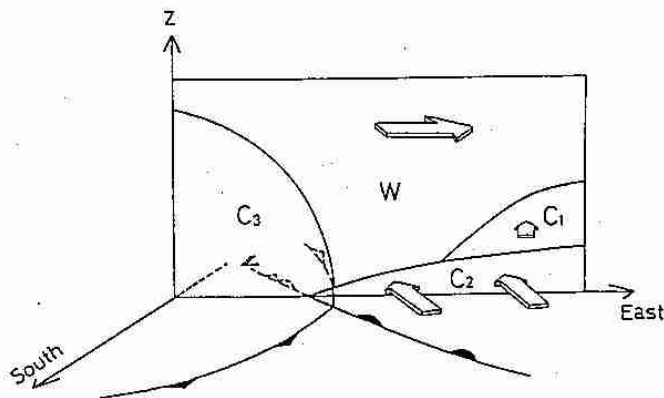


図7 今回の事例の概念図

10 2台のドップラーレーダーによる帯状収束雲の観測 (2)

佐藤晋介 (北大・低温研) ・藤吉康志 (名大・水圏研)

若濱五郎 (北大・低温研)

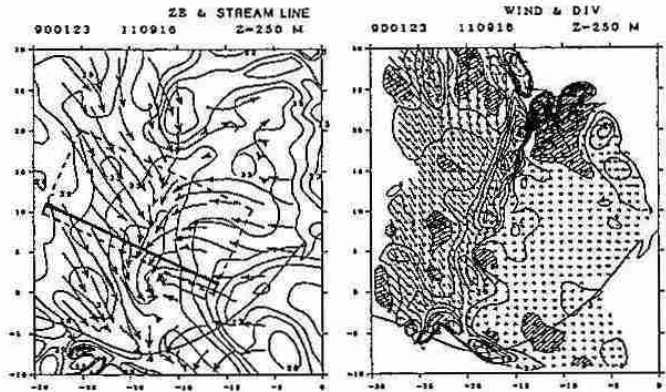
城岡竜一・上田 博 (北大・理)

1. はじめに

本研究の目的は、2台のドップラーレーダーの観測から北海道西岸帯状収束雲の力学構造を明らかにすることである。前回(平成2年度支部研究発表会)は、1990年1月23日に石狩湾に侵入した帯状収束雲の水平断面について、エコー形と風系の特徴について報告した。今回は、鉛直断面についても解析を行い、風向、風速、水平発散、渦度等らの変化およびゾンデ観測の結果から、シアフロント(陸風前線)付近の立体構造を明らかにすることを試みた。

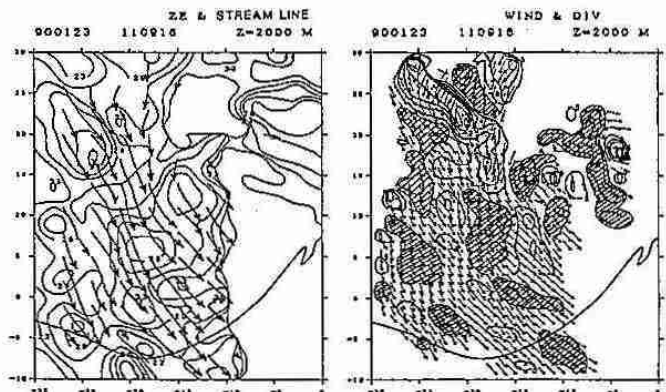
2. 解析結果

2台のドップラーレーダーによる観測は11時過ぎから数回行ったが、そのうち解析可能範囲の中央に帯状収束雲が位置した、11時09分からのシリーズについて詳細な解析を行った。第1図aを見る、下層では北西季節風と東からの陸風がともに南へ向きを変えながら合流し、シアフロント(風の不連続線)を形づくっていることが分かる。水平分布によると(第1図b)、このフロントに対応して帯状の収束域が見られる。さらにその中には特に収束の強い部分が3つ程見られ、そこでの最大の収束量は $5 \times 10^{-4} [s^{-1}]$ 程度である。次に、フロントの前後で風向、風速、水平発散、渦度がどのように変化しているのかを調べた(第2図)。風向は北西から東へ徐々に変化していくのに対し、風速は季節風側ではほとんど変化せず、フロントを過ぎると急激に小さくなる。水平収束はフロントの前後3~5kmの範囲で生じ、収束量はフロントで最大になった。渦度を見ると、第1図aでも示した通り、季節風側で高気圧回転、陸風側で低気圧回転の変化があることが分かるが、その大きさは陸風側のほうが大きい。一方、高度2000mの気流は、北から南東方向に流れ、全体的には低気圧回転の曲率を持つ(第1図c)。この高度では北西側にあるモードエコー領域を除くと、平均的には発散場となっている(第1図d)。強エコー域は高度250mでは帯状になっており、セル構造は見られなかったが、



(a) 高度250mにおける反射強度と流線

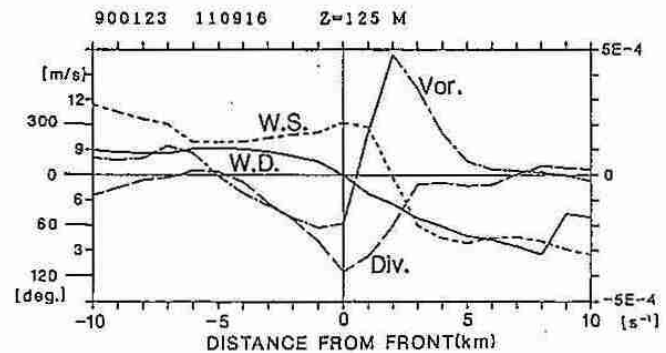
(b) 高度250mにおける水平発散と風ベクトル。 $5 \times 10^{-5} [s^{-1}]$ 以上の発散域に影をつけた。



(c) 高度2000mにおける反射強度と流線

(d) 高度2000mにおける水平発散と風ベクトル

第1図



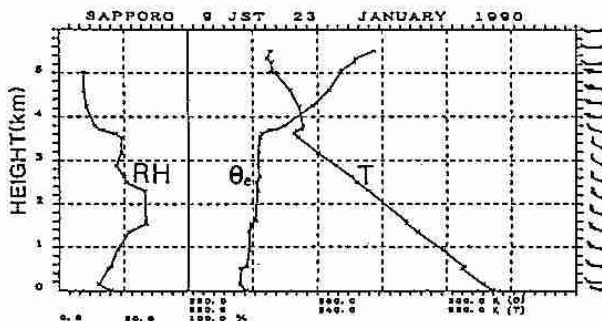
第2図 高度125mにおけるシアフロント前後の風向・風速・水平発散・渦度の変化、それぞれの値は第1図aに点線わくで示した範囲で平均した。

高度2000mで見ると3つのセルが認められる。このセルと収束域の位置関係を見ると、先に述べた高度250mにおける3つの強い収束域がそれぞれのセルのすぐ風上側にあることから、下層の収束が対流セルを維持していることが示唆される。一方、高度2000mにおける収束域と発散域は、セルの位置と関係なく5~7km間隔で交互に存在している。この原因としては、対流によって励起された内部波動が考えられるが、この点については、さらに検討を重ねる必要がある。

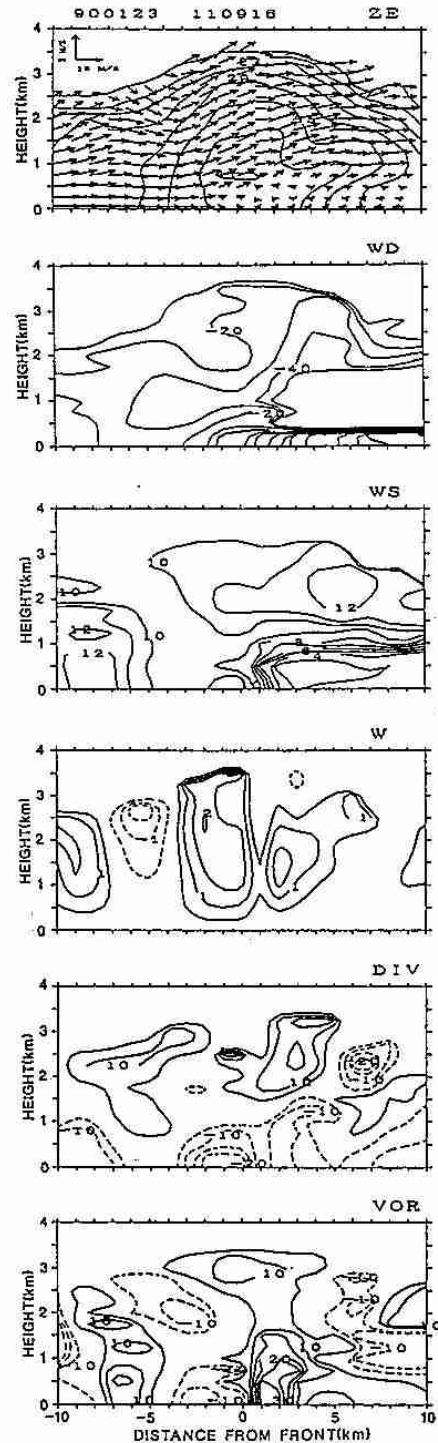
次に鉛直構造について述べる。陸風側に位置する札幌管区気象台のゾンデ観測の結果(第3図)からは、エコー頂高度とほぼ一致する逆転層が高度3.6kmにあり、その下では相当温位がほぼ一定の混合層が発達していることが分かる。また、高度0.5kmと1.5kmにも弱い逆転層が存在する。最も湿潤な層は高度1.5kmより上であり、それより下層では比較的乾いていることが分かる。第4図に示した風向と風速の鉛直断面を見ると、高度0.5km以下は東風成分のある弱風層で、これが陸風に相当する。高度0.5kmから1.5kmの層は風速の変化するシア層であるが、風向はほぼ北西でありほとんど変化していない。水平収束はフロントで最大となっているが、シア層にも存在し、それに対応する東に傾いた鉛直流が見られる。また、正の渦度は弱風層とシア層で大きい。反射強度はフロントの真上で最大となっており、背の高い対流があるが、それとは別にシア層を東へ伸びるアンビル状のエコーも見られる。

3. 考察

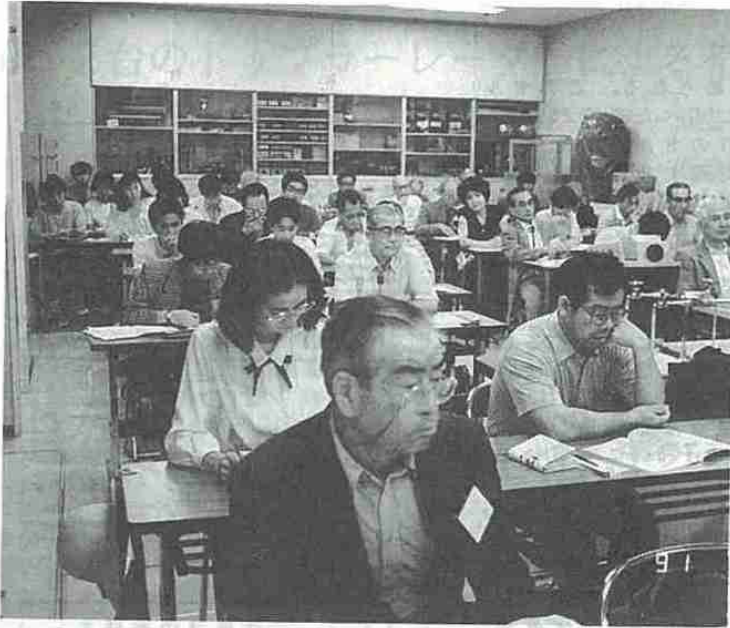
風向や水平発散、渦度のパターンの違いとゾンデ観測の結果から、高度1.5km、すなわちシア層と強風層の境を上下にして、気塊の性質が異なることが示唆された(フロントの西側にある季節風は強風層と同じ気塊であると考えられる)。陸風の上をはい上がるアンビルは、この高度1.5kmの逆転層で押さえられている。このアンビルは地上に降雪をもたらすことはないが、その下層が乾いていることから、落下する降雪粒子の蒸発冷却により陸風と季節風の温度差をさらに大きくして、フロントを強化する役割を担っていると考えられる。そして、フロントで生じる上昇流により形成される対流雲が、高度3.6kmの逆転層まで発達し、地上に多量の降雪をもたらす。一方、陸風層とシア層に見られた顕著な正の渦度は収束雲の湾曲と石狩湾小低気圧に関与していることが考えられる。



第3図 ゾンデ観測から得られた気温・相当温位・相対湿度の鉛直分布



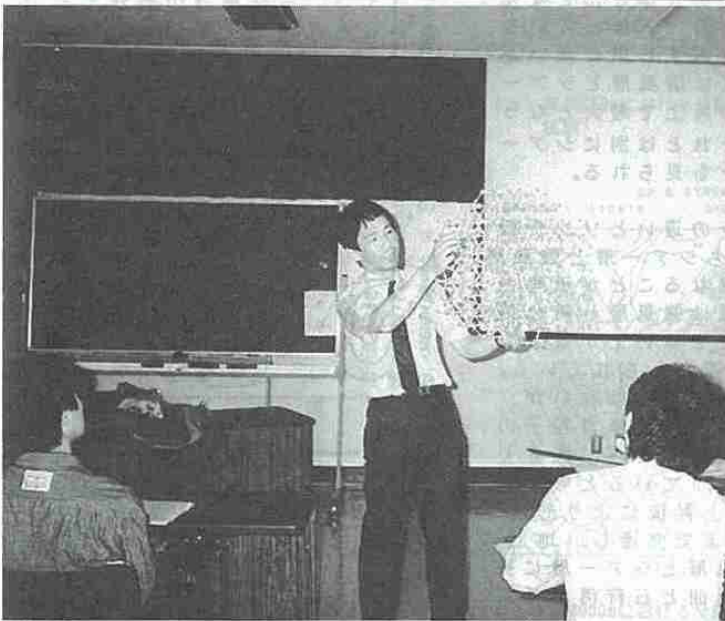
第4図 シアーフロントに直交する鉛直断面、切断線は第1図aに太線で示した。



第9回夏季大学「新しい気象」講座

◀授業風景

於札幌市青少年科学館



◀授業風景


於札幌管区気象台



◀気象台見学

—夏季大学講座内容①—

南極の気象


 (財)日本気象協会北海道本部 山崎道夫

1. 概観 — 北極と南極

北極と南極は地球の二大冷源域として全球的な気象・気候に重要な役割を果たしている。しかし、両者の地理的配置 — 特に海陸関係 — は正反対に近く、このため気象状況もかなり異なる。

すなわち、北極はその大部分を陸地に囲まれた面積1400万km²の北極海が中心であるのに対し、南極は同じ1400万km² (日本の約37倍)の大陸を中心に南極海がとりまいている。大陸の周囲には最小時の3月に500万km²、最大の9月には2000万km²に及ぶ海氷域が広がる。海氷は、暖かい海洋からの熱の供給を遮断し、大陸の拡大と同じような影響を与える。

また、北極海の海氷は厚さが数mであるのに対し、南極大陸は97%が分厚い大陸氷に覆われて平均標高2300mに達し、東南極には4000m以上の高地も広がる。氷の厚さは平均2450mと見積られ、全体が「とてつもなく大きな鏡もち」といえよう。もっとも、西南極は東南極に比べてずっと小さく、高さも低い。

なお、標高のみからすれば、南極は北極より13~14℃低い程度と考えられるが、実際は年平均25~30℃もの温度差が認められる。

2. 日射・放射と熱収支

南極はブリザードが多く、そのため日射も少ないように思われがちだが、地上で測った全天日射量は、昭和基地で年平均4100 MJ/m² (96kly) であって、これは札幌よりやや少ないものの東京とほぼ同量である。さらに昭和基地から270km内陸に

入ったみずほ基地 (現在閉鎖中) では4700 MJ/m² (110 kly)、南極点は4400 MJ/m² (103 kly) とかなり多い。

それにもかかわらず南極が寒冷なのは、地上に達した日射の大部分が白い雪面に反射されて宇宙空間に逆戻りしてしまい、地上の空気を暖めるのに使われないためである。

日射の反射率をアルベドというが、雪面はこれが大きく、南極点やみずほ基地では80~86%、昭和基地は春が70%、露岩が出る真夏すぎに30%位。海氷は80~45%内外である。つまり、大陸上で地表に吸収されるのは到達した日射量の20%に満たないことが分かる。

北極の場合は開水面が存在するため、アルベドは冬こそ60~85%だが、夏は20~30%と南極よりずっと小さい。すなわち、日射の多い夏であっても南極の地表が受けとる熱は、北極の夏の数分の1にすぎない。

さらに、雪氷面からの放熱 (長波長放射) が加わって、大陸内部は慢性的な熱不足が続く、地表の気温は想像以上に冷え込む。放射による地表の熱収支の状況を模式的に示したのが図1-1である。結局、大気の上層部に達した年間の日射を100とすれば、最終的に10の損失となるので、この分は別の形で補償されなければならない。それには、低気圧によって低緯度から運び込まれる暖気 (顕熱) と水蒸気 (潜熱) の2つが考えられるが、実際は前者が90%を占めるという。

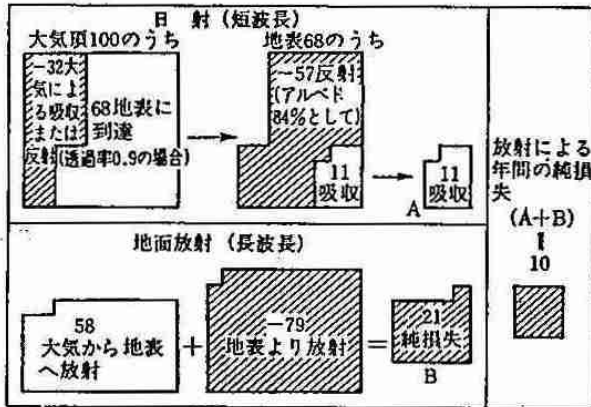


図1-1 地表で代表的な年間放射収支
— 南極中央部高原におけるもの —
(Weyant, 1966)

3. 気温分布と年変化の特徴

ひと口に酷寒の地と言っても、内陸と沿岸との違いは大きい。年平均気温の分布を示したのが図1-2である。南極の気象観測基地はせいぜい40地点、内陸ともなれば基地の数は数地点にすぎない。

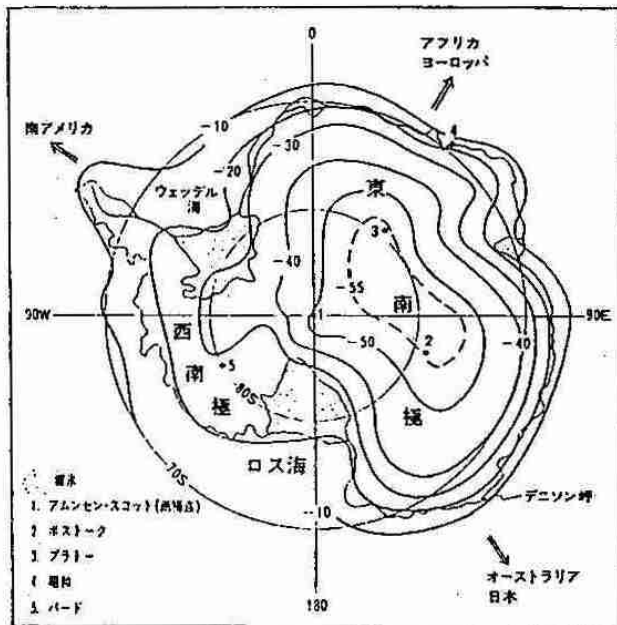


図1-2 南極大陸の年平均気温分布

幸い、雪面下約10mの雪温は一年中殆ど変わらず、その場所の年平均気温を示す。1968年10月～1969年2月に昭和基地～南極点間を往復した日本の村

山隊もそうだったが、内陸の調査旅行隊は必ず気象や雪氷の観測を行うので、図にはそれらの結果も取り入れてある。

これによれば、オアシスと呼ばれる昭和基地など沿岸温暖地域は -10°C 程度であるのに対して、東南極の奥地には年平均 -50°C 以下の高原が広く存在し、その差は $40\sim 50^{\circ}\text{C}$ にも達する。ポストーク(ソ連)やプラトー(アメリカ、現在閉鎖中)は標高3500m内外で、年平均気温は各 -55.5°C 、 -56.4°C である。南極点のアムンゼン・スコット基地(アメリカ)は標高2840m、年平均気温 -49.2°C である。

次に、代表的観測基地における気温の年変化を図1-3に示した。なお、比較のために北半球の地点も加えておいた。

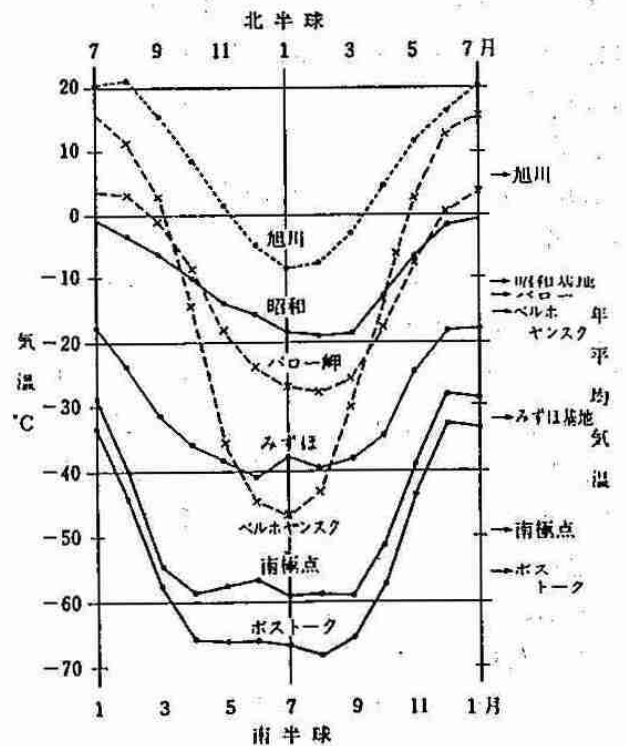


図1-3 両半球における気温変化の特徴

図に明らかなおとおり、ポストークでは月平均気温ですら -70°C 近くまで下がるが、ここで1983年7月21日に観測された -89.2°C が地上における最低気温の極値になっている。

極地の気温にみられる特徴の一つに「なべ底型」の年変化がある。すなわち、内陸の基地では1月から4月まで急激に気温が下がるが、5～9月の真冬の下降は僅かで、時にはやや上昇することもある。太陽が戻る少し前に最低気温が現れ、そして10月以降は急速に上昇を示す。このようなU字型又はなべ底型の気温経過はcoreless winter（核のない冬）と呼ばれる。それは、秋以降に太陽放射がなくなると地表からの放射冷却が進んで気温は急速に下がるが、同時に接地逆転が強まるので、地表からの放熱と大気からの逆放射とが平衡状態に近づき、地上気温はそれ以上はあまり冷え込まなくなるために出来ると考えられている。

この頃の接地逆転は非常に強く、風の弱い大陸中心部ほど発達する。地表～30m位の間に15～20℃、地表～数百mの間では30℃以上に及ぶことがあるという。著しい逆転層の形成も南極内陸部の特徴であり、このため高さによる気温のてい減率は通常の約2倍に達する。

4. 風 — ブリザード・カタバ風

南極でブリザードと呼ばれるものには2種類ある。一つは、主として沿岸地域に襲来する低気圧によるものであり、他は中部高原から沿岸の一部で冬期間特に発達するカタバ風（斜面滑降風）によるものである。

図1-4は、南極における地上風の平均的流線（一般流）を描いたものである。

南極点の低気圧は平均してみると65°S付近の南極海で最も発達する。このため、地上の風系は、65°S以北では偏西風、これより大陸寄りでは偏東風が卓越する。低気圧は時計回りに大陸に接近するが、これに伴い沿岸の基地では気温が上昇し、風が強まってしばしば猛吹雪に見舞われる。昭和基地のブリザードもこの種のものである。低気圧が大陸奥地に進入することは殆ど無いが、東南極と西南極との間のロス海やウエッデル海へは時折入り込む。中部高原のみずほ基地の場合、年に数回雲が拡がり雪をもたらすが、強風には至らないという。

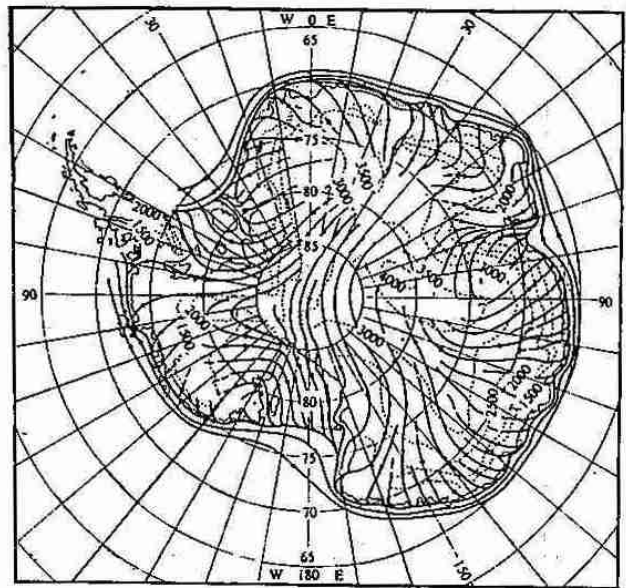


図1-4 観測点での卓越風向と旅行隊の記録から推定される地上風の流線 (Mather and Miller, 1967)

さて、水が高い所から低い所に向かって流れるように、内陸の高地で著しく冷却して密度が大きくなった寒気塊は、周囲へ流れ出す。当然、傾斜の大きな所ほど流下のスピードが増し、風速が強まる。これがカタバ風(katabatic wind)である。図1-4のうち、大陸上の流れがそれにあたり、コリオリの力(転向力)の影響で、周辺に近くに従って反時計回りに曲げられている。標高2200mのみずほ基地は冬12m/s、夏は8m/s内外の東よりのカタバ風が一年中吹走する典型的カタバ風地帯である。もう一つ、沿岸の谷型地形を流れ落ちるカタバ風については、アデリーランドで日平均風速45m/s、瞬間値90m/sの記録もある。一般にはこれ程強くないものの、長期間にわたって一定方向の風が吹き続ける。

5. 気候区分・気候帯

気候区分を行う際に用いる要素としては、気温・降水量・植生などによる場合が多い。南極では気候の厳しさの程度と性質を表す指標として主に気温と風速が用いられている。

図1-5は、各基地の年平均気温と風速による

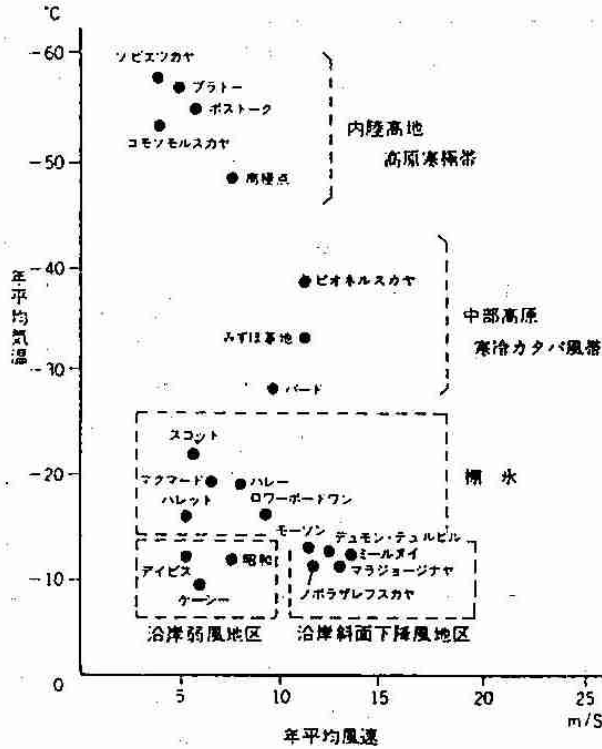


図1-5 大陸上各基地の気温と風速による気候区分

区分である。ここに見られるように、プラトー、ポストーク、南極点などの内陸高地は極端な低温であるが、風が数m以下と弱い。寒冷カタバ風帯と呼ばれる中部高原は気温が相当低いうえに、カタバ風が絶え間なく吹く。年平均気温 -10°C 前後の沿岸地帯は昭和基地のような弱風域と、カタバ風の明瞭な地域とに分けられる。ほかに、やや緯度の低い地域を含み、最も気候の温かな南極半島がある。

図1-6にはダーリンブルが作成した気候帯区分図を示した。主として気候環境の厳しさに基づいて分類したものであるが、各基地の気候的特色を詳しく検討して、大気冷却値(windchill index)なども取り入れている。これは、人間は身体の表面から単位時間に失う熱量によって寒さを感じると考え出されたもので、次式で示される。

$$K = (10\sqrt{v} + 10.45 - v)(33 - T)$$

K : 大気冷却値 (kcal/m²/時)

T : 周囲の気温 (°C)

v : 風速 (m/s)

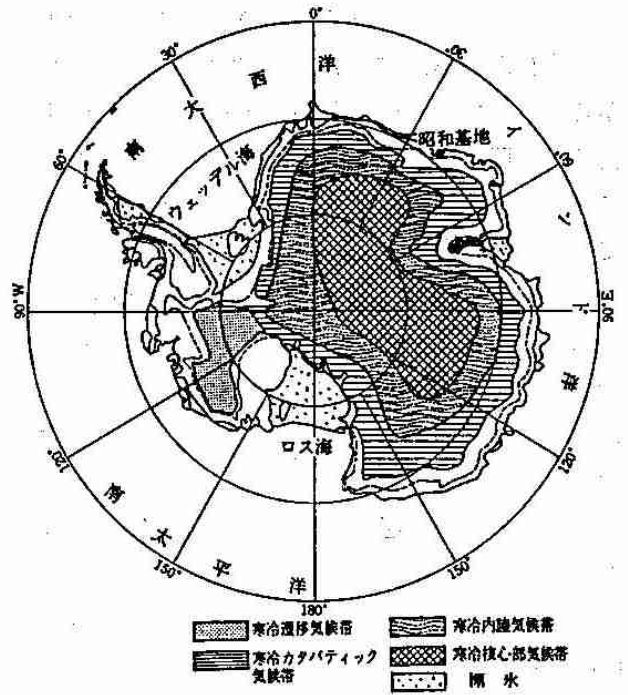


図1-6 ダーリンブルによる気候帯区分 (Dalrymple, 1966)

一般にKが2000以上の場合、長期にわたるテント生活などは危険という。南極高原は、いずれも夏季を除いてこれに該当する。

なお、南極の気候を知るうえで大切な雲と降水について簡単に触れよう。

全雲量の年平均分布をみると、 60°S 付近の低圧部付近に雲量9以上の悪天域があり、沿岸部も低気圧の影響を受けて雲量6~7とやや多い。しかし、内陸に向かうと急に少なくなり標高3000m以上の高原では、雲量4以下の地域が大部分で、しかも上層雲が多い。

また、降水については、極地域の場合、ほとんど吹雪となるため、正確な測定が難しい。しかし、多数の雪尺や断面観測によって求めた結果によれば、低気圧の襲来の多い沿岸部でも年平均400~500mm前後とかなり少なく、さらに水蒸気量の非常に少ない内陸高原地帯は年に50mm以下にすぎない。極端に寒冷である反面、風が弱く、晴天の多いことが内陸高地の特徴となっている。

6. 終わりに

近年、地球規模の環境問題に関連して、南極におけるCO₂の観測、オゾンホールが発見など地道に長年続けてきた観測データがしばしば注目されるようになった。これらは、地球環視の基礎資料であると同時に、長期気象予測の進歩に欠かせないもので、WMO(世界気象機関)もその充実に力を注いでいる。

また、現在各国基地で毎日定時に行われる地上及び高層気象観測結果は、直ちに全世界に送られている。日本の気象庁でも毎日の気象解析、数値予報を行うために南極地域を含む全世界のデータを使用して、3~8日先の予想天気図を作成している。その中で、例えば、南極で寒波の吹き出しがあると、数日後にはインドのモンスーンに影響し、ひいては日本付近の天気にかかわってくるなど、遠隔地の気象といえども、地球上の大きな流れの場に変化を与えるという。このように最近の

数値予報の進歩に伴い、日々の予報の基本データとしても南極における観測資料の重要度が増してきている。

【参考文献】

国立極地研究所編：南極科学館 古今書院(1990)

国立極地研究所編：南極の科学3 気象
古今書院(1988)

楠・鳥居他編：南極 共立出版(1973)

【本講座における関連講義】

菊地 勝弘：南極北極の降雪現象
(昭59年、第2回)

福谷 博：南極北極と大気大循環
(昭59年、第2回)

金戸 進：オゾンホール
(平元年、第7回)

—夏季大学講座内容②—

台風 の 脅 威

札幌管区気象台技術部 村松 照 男

1. 台風とは

風速50m/s を超すサイクロンの猛烈な暴風雨に急襲されたバングラディッシュでは3mの高潮と6mを超す高波でベンガル湾に面するデルタ地帯が水没し、13万人を超す犠牲者がでたと報告されている。バングラディッシュでは1970年も高潮で推定15万人とも30万人ともいわれる犠牲者をだしている。サイクロンは台風と同じ仲間で、ビューフォード風力階級の8以上、最大風速が17.2 m/s (34ノット) を超す熱帯低気圧と定義されている。

台風は北西太平洋と南シナ海で発生し、ハリケーンが大西洋と東太平洋、サイクロンが、ベンガル湾生まれのものとインド洋生まれでマダガスカルを襲い、南太平洋で発生してオーストラリアに襲来するものがある。いずれも同じ熱帯低気圧の仲間地域名である。まれな例としては台風がマレー半島を横切ってベンガル湾に入ればサイクロンと名を変え、東太平洋のハリケーンが日付変更線を横切れば台風の発生となってしまう。年間の平均発生数はおよそ83個、そのなかで台風は27.3個ともっとも多かつ強い。

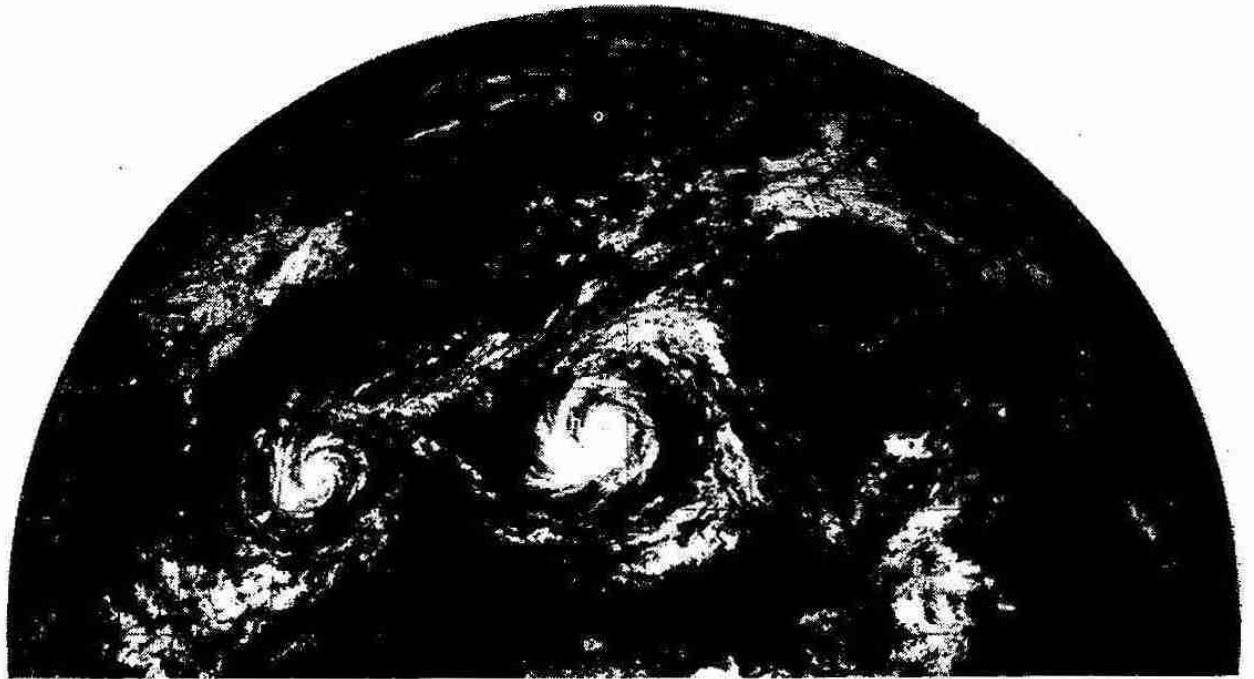


図2-1 ひまわりから見た台風20号
中心気圧870mb、史上最低記録



2. 台風のメカニズム

台風は何かと問われれば「水蒸気を燃料とする熱エンジン搭載の散水型巨大渦巻帆船」となる。巨大な雲の渦巻は中心に「台風の日(眼)」とよばれている静穏な中心域をもち、その周りをギッシリと積乱雲が詰まった「目の壁雲(アイウォール)」が取り巻いている。その中では秒速10~20メートルの激しい上昇流で水蒸気が雨に変えられ、すれ違いざまに雨が降り膨大な潜熱が放出される。自動車のエンジンと比較すると、燃焼筒がアイウォール、燃料のガソリンのかわりが水蒸気、排気ガスが台風の頭からたなびきマイナス70度の氷晶の絹雲、燃えカスが雨となる。

放出された潜熱によって上空が暖められ周囲より高くなり軽くなる。気圧は上空の空気の重さなので、中心の気圧が下がり、それに向かって吹き込む風という循環機構で潜熱エネルギーが運動エネルギーに変えられていることになる。標準的な中型台風で1日あたりの降雨量が200億トンと膨大なため、水蒸気1gあたり600カロリーの潜熱は位置エネルギーに換算して、 5×10^{19} ジュールとなる。その内のわずか数パーセントの 10^{18} ジュールが運動エネルギーに変換されて暴風雨をもたらす。このエネルギーはマグネチュード8クラスの巨大地震の10個分位の破壊エネルギーに相当するものである。この桁はずれのエネルギーも熱の補給がなければ内部摩擦や地上摩擦で1日で消耗し衰えてしまう。

巨大な雲の渦巻の台風の厚さは16~17km、エベレストの高さの2倍ほどで2千kmの横幅に比べて薄く、ちょうどコンパクトデスクのような円盤状の渦となっている。宇宙の目「ひまわり」から見ると漆黒の宇宙を背景に青い地球が浮かんでおり、巨大な渦巻がポツンと穴があいたように見える目を中心に時計と反対回りにゆっくり回転しながら、紺碧の海の上に浮かんでいるように見える。台風の寿命は最も短命なのが3時間、最長は19日、平均寿命は5日と4時間。同時刻に存在した台風の数は1960年の8月23日の最大5個で、この年の口

ーマオリニックにちなんで五輪台風と呼ばれた。

3. 進路予報

台風は直径2千kmにもおよぶ巨大な空気の渦であるが、それ自身では僅かに北西方向に動けるだけで、帆船に例えられているようにより大規模な流れで流され風まかせである。流す風は一般におよそ5~7kmの流れで、赤道のすぐ北には偏東風が吹いており、発生した後しばらく西へ進み、太平洋高気圧の西のへりを廻って転向点まで北上する。その後は中緯度に吹く偏西風に乗って東よりに進路をかえてスピードアップしながら日本付近に襲来する。平均的にみると9月では放物線状のコースがちょうど日本列島に重なる。夏の季節のように台風を流す風が弱いと動きが定まらず、しばしば迷走台風となってしまう、秋は逆に韋駄天走りとなる。

今日では台風の進路予想はスーパーコンピューターによる数値予報モデルによるものが主流である。この台風予報モデルは、まず地球全体を水平方向に約110km間隔、鉛直方向には21レベルというジャングルジムのような格子で覆ってしまい、粘性流体や水の相変化をいれた熱力学などの複雑な連立方程式を計算するのである。その中に台風モデル用のより細かな格子を埋め込んで、予報計算を60時間先まで行う。計算はきわめて複雑で、最新のスーパーコンピューターを用いて計算される。

実際はこの台風モデルやアジア全体を予想する数値予報モデル、従来から広く使われているPC法という統計モデルを総合し、予報官が最終的に48時間先までの進路予想を行っている。予報は予報円という誤差を付して気象庁から発表されている。現状での予報誤差は24時間予想で200km弱、48時間予想でおよそ360km程度である。実際に発表された台風の進路予報を図2-2に示す。

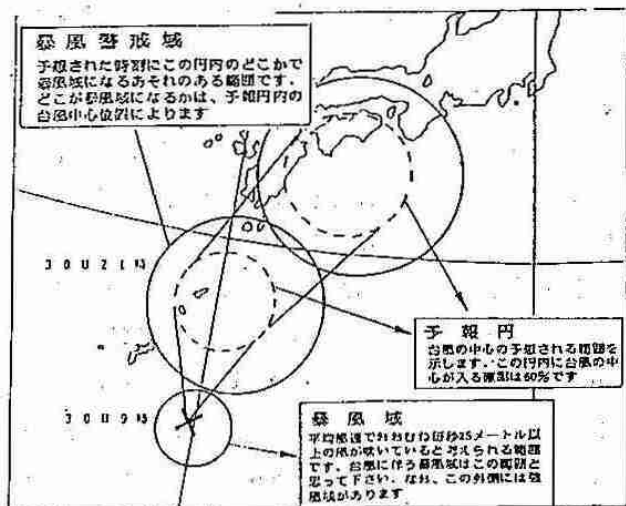


図 2-2 進路予報表示

4. 台風の面相学

台風は水蒸気を燃料とした熱エンジンを搭載した巨大な雲の渦巻であり、この熱エンジンが強力なほど中心気圧が低く、中心に向かって吹き込む風が強くなる。その雲の渦巻も千差万別で、若々しく細身でキリリと締まったものもあれば、小股（こまた）の切れ上がったほれほれするものもある。中年太りでサイズばかり大きく締まりのない台風もあれば、銀河系宇宙を連想させる伊勢湾台風クラスの容姿端麗の超大型の渦巻もある。このようなとりとめもない台風の面構えを目が大きいだとか渦巻の腕が太いとか何回りしているかと、特徴だけを巧妙に分類してしまっただけで台風の強さを決めてしまう台風の雲相学ならぬ『面相学』が開発されている。開発した人の名を冠して『ドボラック法』と呼んでいる。

ちょうどスキーのジャンプ競技の得点が、飛型点と距離点の合計で総合得点が決まるように、台風の中心構造の締め具合の特徴を示す指数であるCF数と、それを取り巻く周辺のスパイラル構造の強さ巻き具合をあらわしたBF数の数字の合計T数で台風の強さを表わしている。最終的には台風予報官もしくは解析官が総合的に判断して総合点のCI数を決定する。この際、総合点には過

去からの履歴が考慮され、台風の成長曲線上に台風の生まれ育ちや発育状況が巧妙に乗せられており、誤差を押さえ込んでいる。

総合点、強度スケールは1.0から8.0まで0.5刻みの15段階に分かれており、関係式から中心気圧、最大風速が求まる。実際は大型コンピュータに取り込まれた気象衛星の画像を処理してパターン認識を行い、解析担当者がディスプレイ上で対話しながら複雑なステップを進み、最終的にCI数を決定している。例えば図2-1の台風20号は、目がパッチリ、渦巻きの立派さもほれほれとするほどで、台風の面相としては超一級品でランクはこれ以上はないという8.0。このとき対応する中心の気圧は868 mbに相当していた。ちなみにこの台風は、数時間前の飛行機観測で中心の気圧が870 mbと直接観測されていた。この値は海面気圧の世界最低記録であり未だに破られておらず、恐らくこれ以上に強い台風は今後、観測されないのであろう。最近の予報官は台風の予報に加えて、人相見ならぬ面相見の占い師の技術も身につけてはならなくなった。もちろん十分な科学的な面相学なのである。

5. 洞爺丸台風のなぞ

亜寒帯に属する北海道に襲来する秋の台風は、本州のそれとはひと味もふた味も違っている。その最も悲劇的なケースが昭和29年9月の洞爺丸台風である。秒速40mを超す猛烈なあらしのなかで、洞爺丸をはじめ五隻の青函連絡船が1430人ととも激浪の海に消えた。狩野川、伊勢湾台風へと続く魔の9月26日であった(図2-3)。

洞爺丸台風の遭難には『なぞの再発達』『なぞのスピードダウン』に加えて『偽りの晴れ間』の三つのなぞが残されていた。一番目のなぞ、もともと熱帯生まれ、暖かいのが大好きな台風が、なぜ冷たい海の日本海北部で急に再発達してしまったのか。二つ目のなぞは、時速100kmを超す猛スピードの韋駄天台風が、渡島半島の西海上に来てなぜ突如としてスピードダウンしてしまったか

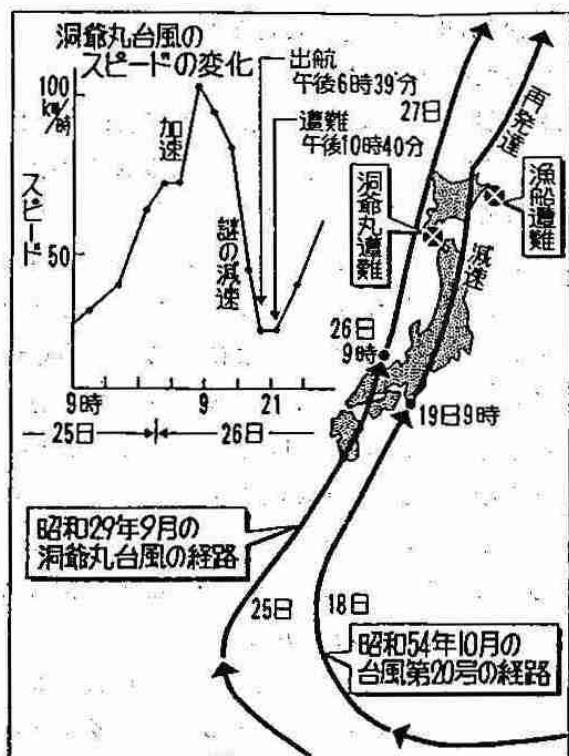


図 2-3 洞爺丸台風
(昭和29年9月26日)

ある。そして三つ目のなぞとは、洞爺丸の船長に幻の台風の目の通過を印象づけた偽りの晴れ間である。出航の1時間前、激しい風や雨がやみ、青空が広がり、夕焼けのような日差しが戻った。悪魔に魅せられたような船出の伏線となった偽りのサインがなぜでたのか。

遭難から26年目の昭和54年10月、釧路沖で韓国漁船の大量遭難を起こした台風20号の奇妙な振る舞いが、ナゾ解きのキッカケを与えてくれた。気象衛星ひまわりの時代でのなぞ解きはこうである。

日本付近で偏西風の流れに乗ってスピードアップした台風が、秋の冷気をたっぷりと吸い込みながら、ふつう低気圧と呼ばれている温帯低気圧に変身を始める。もともと台風は水蒸気を燃料にして雨や雲に変えながらそのエネルギーを動力とする強力な熱エンジンであるが、温帯低気圧は冷たい空気と暖かい空気の温度差を利用して動力とするエンジンなので構造がまるで違う。北の海でこ

のエンジンの載せ変え、すなわち台風の着物を脱いで温帯低気圧に衣替えするのに時間がかかる。再発達と急減速が同時に起こる。偽りの晴れ間も、この変身のひとまとすれば説明がつく。熱帯生まれの台風が、温帯の低気圧に変身するという自然のドラマ、当時としてはだれもが予想しえなかった自然からの挑戦のなかで、洞爺丸は遭難した。このことは決してまれなことではなく、条件がゆるせば容易におきる。

北国とその周辺の海では、衰えたごとく速度を落とす台風とその変身した後の発達した低気圧こそ脅威であり、特に警戒が必要であることを洞爺丸遭難が教えてくれている。

6. 台風の不思議な姿

図 2-4 の写真を見ていただきたい。日本での最も南に位置する宮古島のレーダーで捉えた、最盛期の台風19号の姿である。黒い部分が雨雲で、レーダーサイトから東北東約70Km付近に台風の中心があり、中心付近にドーナツ状の厚い雨雲があ



図 2-4 多角形目の(台風19号)

る。それに向かってスパイラル状に雲バンドが巻き込まれている。直径100km位の目の壁雲（アイウォール）の中に雨雲のない所があるが、これが台風目（眼）である。この目の中では下降気流となっており、激しい嵐がウソのように止み、雲が切れて青空が見える時すらある。目の周りはこの時、風速50m/sを超えた激しい渦となっていた。

激しい渦の中心なので当然、台風目も丸いと考えるのが常識だろう。しかしながら良く見ていただきたい。この目は正六角形の形をしているのである。6分間隔で観測したレーダー写真を動画にして廻すと、この目の形の六角形からときには正五角形に姿を変え、時には4角形へと変幻自在に変化している。形を変えながらもおよそ40数分の周期で反時計回りに回転し多角形目（多角形眼）は10時間を越えてもなお存在していた。このような「多角形目」は最盛期の台風では決して稀なものではなく、ハリケーンでも観測されている。多角形目は6、5、4角形までは観測されており、5角形が持続時間が長く最も安定である。さすがに目を三角にしてという3角形は未だに観測されていない。仮りにできたとしても不安定ですぐに崩れてしまうため観測されないであろう。詳しい解析によれば、多角形目は「目の壁雲」の最も内側の僅か数km幅の表皮が変形していることがわかっており、内壁の不安定現象による波動現象と考えられている。気象衛星ひまわりからの写真にも稀にだが多角形目が写っていることも

ある。お茶の間でも見ることができるので目をこらして見ていただきたい。

この台風19号では、「台風中心は目の中心にあらず」という観測事実もある。こうなると中心と目されている『目の中心』と、この『全体の中心』とが偏れてしまうことになり、当然のことながら台風目はその見えざる全体の中心に対して反時計回りに回転してしまうことになる。しかも台風自体が動くので台風目はトロコイダル運動という軌跡を描く。台風目があたかも見えざる中心、何も中心らしき実態のないある一点に対して見えざる糸で結ばれたように回転していることがわかる。このように台風も一つ一つとってみれば、まだまだ不可思議な現象が残っている。南半球と北半球で赤道をはさんで対称的な位置に台風とサイクロンが対になって発生するツインサイクロンという現象や、複数の台風が近づき過ぎると、お互いに低気圧渦であるので影響しだし、お互いの重心を中心に反時計回りに回転しだす藤原効果と言うものもある。台風目が「まばたき」をしていることもある。ひまわりの連続写真に写し出されている台風目の大きさを追ってみると、夕方前後が最大となり、明け方が最小となる日変化をしている。早送りのムービーを見ると1日かけてウインクしているようにも見えて愛きょうがある。恐ろしいだけの存在の台風も、時々まかいま見せてくれる姿は台風がいかにも個性的な生き物であるかを見るのに十分である。

—夏季大学講座内容③—

雪氷圏と人間

北海道大学名誉教授 若濱 五郎

1. はじめに

地球は水惑星といわれるように、水(H₂O)が多量に存在することがその特徴である。地球上に生物が発生し、今もそれが生き続けることができるのは、水あればこそである。

水は、気体(水蒸気)、液体(水)、固体(氷、雪や霜も氷である)の3つの状態のうち、そのいずれかの形をとりながら、常に地球上を循環している。温暖地では一般に水の姿をとるが、寒冷地や高山などの低温の世界では、固体の姿、すなわち、雪や氷となって存在し、地上の広大な面積を蔽う。雪や氷の世界、これが「雪氷圏」である。

日本、中国北部、北ヨーロッパ、アメリカ北部の低平地等は、冬の間だけ雪や氷が地表に存在する。このような地域を特に「季節雪氷圏」とよぶ。これに対し、氷河地帯や南極氷床(氷床は大陸規模の面積に広がる氷河をいう)、北極海の海氷野、あるいはシベリア、カナダの永久凍土地帯のように、一年中、雪氷(凍土を含めて)が存在する地域は「永久雪氷圏」とよばれる(図3-1参照)。

典型的な季節雪氷圏であるわが国の日本海側一帯は世界でも有数の豪雪地といわれる。深い雪の中に2000万以上の人が密に住んでいるが、世界でも珍しい地域といわれる(図3-2)。従って、交通障害、都市雪害、なだれ等々、解決すべき多くの雪の問題を抱えている。一方、山の雪はわれわれの貴重な水資源であり、また、最近、雪の積極利用(利雪)や親雪がいわれ、雪との共存調和が図られるようになった。

近年、地球の気候変動、地球環境が、人類・生

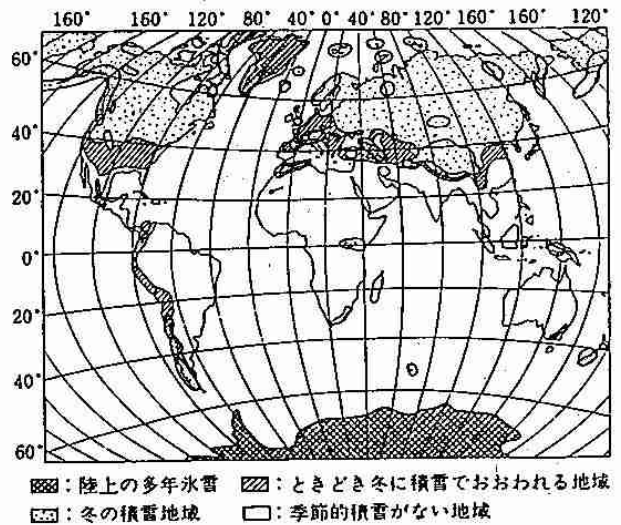


図3-1 世界の氷河氷床(万年雪氷圏)の分布と積雪地域(季節雪氷圏)
〔図は樋口 1977による〕

物圏全体の大きな問題になってきた。本講義では雪氷圏が地球気候にどのように関わり合っているのかをのべ、雪氷圏の重要性を強調したい。

更に最近、宇宙空間にも大量の雪氷が発見された。これは「宇宙雪氷圏」とでもよぶべきものであろうか。宇宙の雪氷の研究は、太陽系の起源を知る上で重要な手掛りを与えることが期待されている。

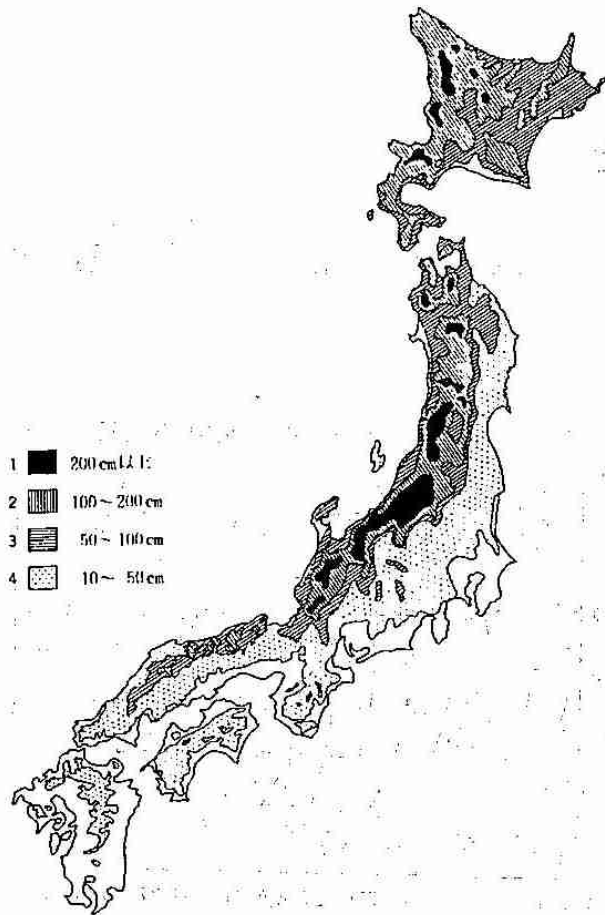


図3-2 日本の最大積雪深の平均分布
(気象庁編：日本気候図第2集、地人書館、1972より描き改める)

2. 雪氷圏の面積、雪氷の量と分布

地球上には、水(H₂O)はいろいろな形態で存在する。その夫々の質量とその百分率を表3-1に示した。これを見ると、地球上に存在する水の中で、海洋を除けば、雪氷の量がいかに多いかがわらう。これは、極域に存在する雪氷の量が多いことによる。

次に、地球上に存在する雪氷の面積と量の分布を見てみよう。表3-2に氷の面積分布を、また、表3-3に、純氷の量を示した。これによると、地球全体の純氷の量の実に90%が南極に、9%がグリーンランドに集中していることがわかる。陸地には、アラスカや北極圏の島々、ヒマラヤ、南米、アルプス等の高山帯に大小無数の氷河が見ら

表3-1 地球上に存在しているいろいろな形態の水の質量とその百分率
(ホインケスによる)

	質量×10 ¹² トン	百分率(%)
大気中(雲、霧、水蒸気等)	13	0.0009
地中(地中水分、浅い地下水)	62	0.004
塩水湖	100	0.007
湖沼、河川(淡水)	125	0.009
地下水(深)	8,000	0.58
氷と雪	28,000	2.0
海洋	1,348,000	97.4
合計	1,384,300	100.0
うち、淡水の占める分	36,200	2.6

表3-2 氷の面積分布(季節雪氷を除く)

	面積(km ²)	百分率(%)
南極地域	13,000,000	86
北極地方	2,080,000	13
山岳氷河	200,000	1
合計	15,280,000	100

表3-3 地球上に存在する純氷の量
(ホインケスによる)

	表面積(km ²)	体積(km ³)	質量×10 ¹² トン	百分率(%)
南極大陸	13,914,000	28,000,000	25,200	90
グリーンランド	1,802,000	2,660,000	2,400	9
その他	499,000	240,000	220	1
合計	16,215,000	30,900,000	27,820	100

れ、また、冬期、シベリア、ヨーロッパ北部、カナダ全土を蔽う積雪、それに、河川や湖沼の氷があるが、それらの氷、雪を全部集めても、わずか1%にしかならないのである。また、純氷ではないが、海水の量も南極の氷の量に比べれば桁違いに少なく、せいぜい0.1%のていどしかない。

しかしながら、積雪や海水は量としては少ないが、その面積が大きく、また、雪氷の日射反射率(アルベド)が大きくて太陽光(エネルギー)

の大半を反射してしまう性質があるので、地球気候に与える影響は大きい。

3. 雪氷と人間生活・社会との関わり

(1) 雪害とその対策

深い雪の中に住む以上、雪はわれわれの日常生活や社会に様々な形で直接・間接、関わり合うのは当然のことである。実際、雪はわれわれに多くの被害を与え、その対策を講じなければならぬが、一方で、多くの天恵をもたらしてくれる。本項では雪害について略記しよう。

雪害を大別すると、降雪によって起こる風雪害（吹雪・吹き溜りによる交通障害等）、着氷雪害（電力障害、鉄塔被害、交通障害等）、次に積雪によって起こる積雪災害（交通障害、建物倒壊、集落孤立、屋根雪処理、落雪被害、除排雪における二次災害、ライフライン被害、沈降力による被害（沈降力は、積雪が締まる時、積雪内に埋まった樹木の枝や道路側帯の構造物が大きな力で破壊される）、農林被害など）および雪崩災害がある。また、融雪による洪水、斜面崩壊、融雪遅延による農業被害などがある。

しかし、近年の社会の急激な変容に伴って、雪害もその様相が変化し、人々の雪害観や行政の対応も変わりつつある。すなわち、車の急増による車社会化・流通社会化、都市の過密化、農山村の過疎化、若者の流出と高齢化・情報化・オンライン化・ライフライン化、家庭の電化・自動化、省力化、核家族化などの進行に伴い、最近では都市機能や生活環境の阻害や任下を招くもの、特に水とエネルギー（電力、ガス、石油等）の供給システム、交通情報通信網などのライフラインの災害が雪害の中心となってきた。これは都市機能の維持システムに対する雪害ともいえる（雪氷防災、白亜書房、昭和61年刊行を参照）。

以上のような雪害を軽減防除するための対策は、研究面でも行政面でもいろいろと考えられている。その主なものを挙げると、まず、降雪

のきめ細かい高精度の量的予測がある。最近では降雪観測用のドップラーレーダーやデータ処理機、衛星画像の高度利用により、集中的に降るいわゆるドカ雪の予測もかなり進んできた。道路交通の維持については、降雪予測と連動させた除排雪態勢の早期配置と路面管理、コンピューターを駆使した交通システムの整備などが進められている。

(2) 寒冷・凍結による災害とその対策

北海道内陸部では、冬季、しばしば気温が $-30\sim-40^{\circ}\text{C}$ にまで下る。北緯 44° という中緯度地帯で、かつ、人が密に住む文明地でこのような低温を経験する地は珍しい。

北海道に限らず、広く北方圏諸国では、寒冷による河川・湖沼・ダム等の凍結、地面や樹木の凍結による被害が大きな問題である。特に、地面の凍結に伴う凍上現象によって生ずる道路、線路、建物、地中埋設物の変形や破壊の被害は大きい（凍上：地面が凍結するとき、地面が盛り上がる現象）。凍上による被害を防止するため、例えば道路では、凍上防止工法がとられ、また、ヒートパイプを利用した新しい方法も考えられている。

寒冷により海も凍結する。冬になると北海道オホーツク沿岸には流氷がやって来て、船舶・漁船の航行を阻害し、危険に陥し入れる。また、沿岸構造物や養殖漁業に大きな被害を与える。このため、レーダーや衛星画像を利用した流氷予測が行なわれ、また、流氷力（流氷が構造物などに及ぼす力）の研究とその力を逃れる方法も考えられている。

(3) 雪氷の恩恵、親雪・利雪時代

これまで雪や氷の害をのべてきたが、雪や氷はもともと人間に大きな利益を与えている。その最大のものは、雪は水資源ということであろう。例えば北海道で年間に使う水の総量の約半分は山の雪のとけ水といわれる。従って、山の雪がないと、北海道は存在しえない。世界的にみても、雪氷は多くの国の主要な水資源となっ

ている。パキスタン、アフガニスタン、イランなどの高山に降る雪と、それが固まってできた氷河は、これらの国の主要な水源であるし、ヨーロッパ、アメリカ、オーストラリア、南米などの高山地帯の雪や氷河もすべて貴重な水資源となっている。

近年は更に、雪氷や寒冷をもっと積極的に利用しようとする気運が高まり、利雪時代の到来といわれる。スキー・スケートなどのスポーツは勿論のこと、雪祭りなどの観光事業は従来も盛んに行なわれてきたが、現在は、水資源の更なる有効利用（雪ダムなど）、農産物の長期大量保存への利用、冷熱源としての利用などが研究、一部すでに実施されている。これらを通じて得た知識や技術を今後は寒冷圏諸国に輸出することも今後期待される。

利雪と共に、雪に対する考えも変わりつつある。折角雪国に住んでいて雪を嫌ってばかりではつまらぬし、雪国独自のユニークな文化も生まれにくい。最近では、雪に親しみ、雪との共存・調和を図ろうとする親雪がいわれ、雪国のアメニティー（快適さ）を追求しようとする動きが盛んである。もともと雪害という言葉は、大自然を敵視する人間本位の考えから出発したものである。大自然は人間・生物に害ばかりを与える筈がない。むしろ天恵なのである。

4. 雪氷圏と地球気候との関わり

前述のように、雪氷は地球表面の広大な面積を蔽っている。冬季、ユーラシア大陸、北米大陸はその面積の約半分が積雪に蔽われるといわれるし（図3-1）、また、海氷野は海洋面積の11%を、永久凍土は陸地面積の10%を占めるという。

雪氷は白銀の世界といわれるように、日射を効率よく反射し、その反射率は65~90%である。従って、地表の広大な面積を被覆する雪氷野の消長は、地球が受ける太陽エネルギーの増大・減少をもたらす、その結果、気候の変化をもたらすことになる。

人間活動の結果、現在大気中のCO₂濃度が急激に増加しつつある（図3-3）。CO₂は太陽光線に対しては素通しであるが、地球が放射する長波エネルギーをよく吸収するので、CO₂が増えると地球が温室に入ったと同じように、温暖化が起る

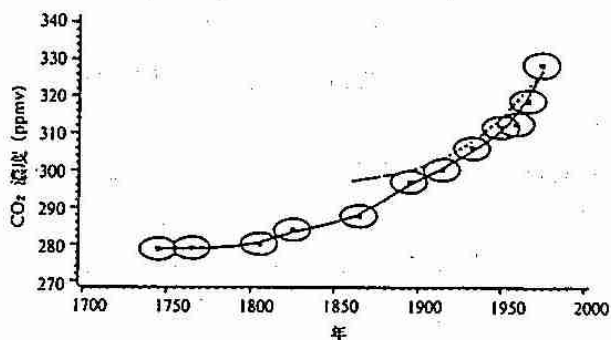


図3-3(a) 南極のサイプル基地で採取された氷床コア中の空気の分析から得られた過去200年にわたる大気中のCO₂濃度変化。測定値の周りの楕円の横の広がり、は、コア中に空気が密閉されるまでに要する時間（22年間）を示している。楕円の縦軸は実測値を平均した際の2σ（σ：標準偏差）である。点線はCO₂が化石燃料のみから放出されたと仮定した場合にモデルによって推定された過去のCO₂濃度である。（Neftel et al., 1985）

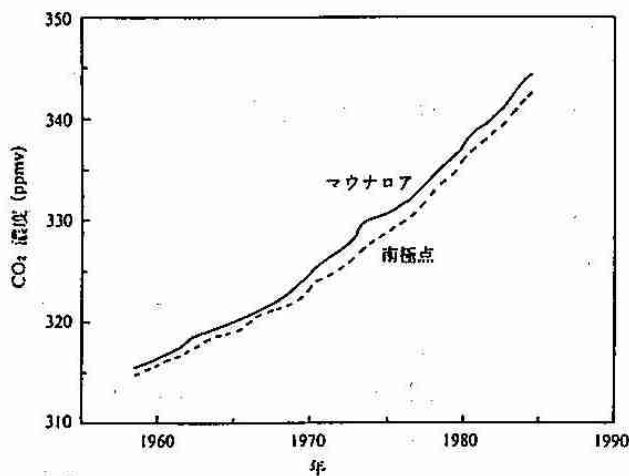


図3-3(b) マウナロアと南極点におけるCO₂濃度の経年変化

(温室効果)。もし温暖化が進行すると、温暖化→雪氷面積の減少→受領太陽エネルギーの増大→温暖化→雪氷面積の減少と、一方通行で温暖化が進む可能性がある。もし、このように温暖化が進めば、グリーンランドや南極などの陸上の雪氷が大量にとけ、海に流れ込む結果、海面が上昇し、低平地は水没の危機に陥る。勿論、実際にはこのように単純には進まないであろう。例えば、温暖化すれば海面や陸地からの水の蒸発が盛んになるため、雲量が増える。雲は日射をよく反射するから、雲量の増大は温暖化を妨げる方向に作用するであろう。しかし今のところこれらの効果を量的に把握するのに十分な観測資料や、諸過程、メカニズム、計算に必要なパラメーター等が欠けているので、現在各国で行なわれている気候予測のモデル計算には不確実性が多い。

そこで、近年、大気、海洋、陸水、雪氷、地球化学、植生等の分野を含む地球圏・生物圏国際協

同研究計画(IGBP)を国際学術連合会議(ICSU)が提唱、各国に勧告した。わが国もそれを受けて1990年度よりスタートした。しかし、雪氷学はすでに20年も前から地球規模の気候変動に注目し、南極、北極や高山帯の雪氷を調べてきた。その代表的な例が氷床の深層掘削による古気候・古環境の復元である。

南極やグリーンランドは厚さが2000~3000m以上の厚い氷で蔽われている。これらの氷は過去少なくとも20万年間に降り積った雪が押しつぶされてできた氷であり、氷の中には過去20万年間の地球の気候や環境がそのまま凍結され、保存されている。そこでボーリングによって深層までの氷を採取し、氷を分析して過去の気候(気温)、CO₂などの大気成分、および火山灰や微量化学物質などを求めることにより古気候、古環境を復元しようとするプロジェクトが、既に、米国、ソ連、デンマーク、日本などで行なわれてきた(図3-4)。

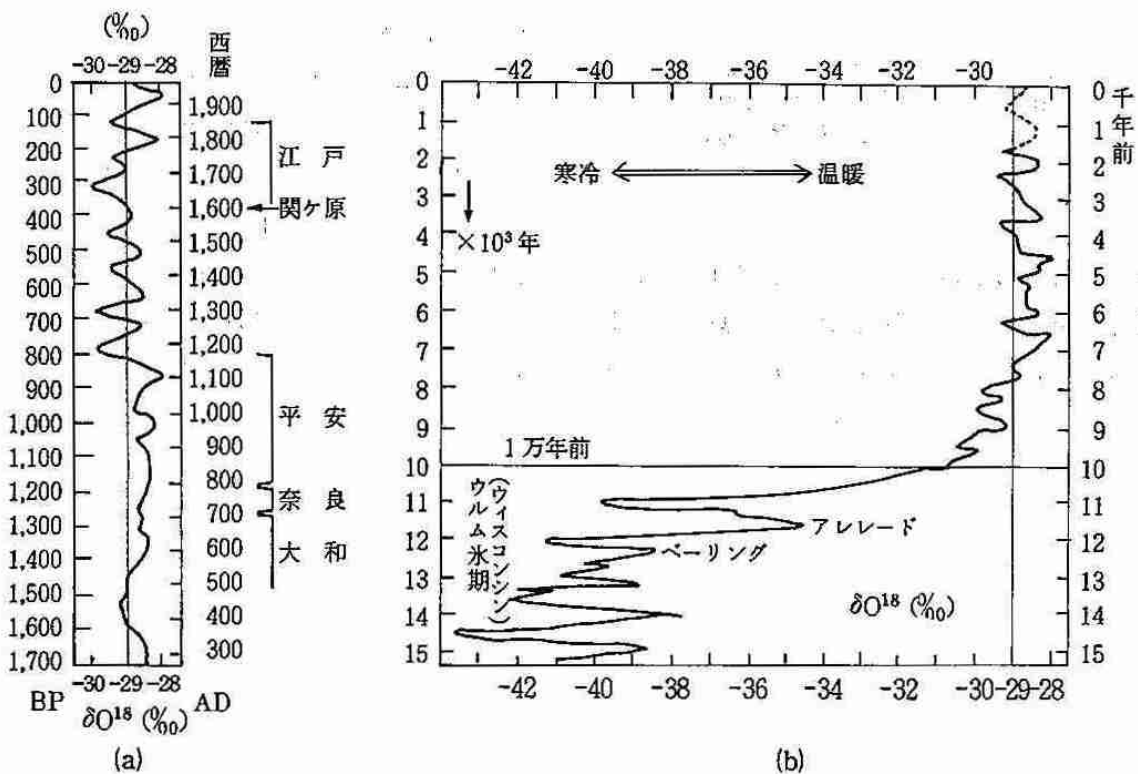


図3-4 グリーンランド氷床の深層ボーリングで得られた氷試料を解析して得られた過去の気候 (b) 過去1万5千年前まで (a) は西暦300年から現在までを拡大したもの

従来得られた結果によると、過去16万年間の気候の変遷はCO₂の増減と非常によい相関を示し、CO₂増大期は温暖化し、CO₂の少ない時期は寒冷期となっている。このことから、現在のCO₂の急増は地球を温暖化に導くものとする考えが更に強まった(図3-5)。

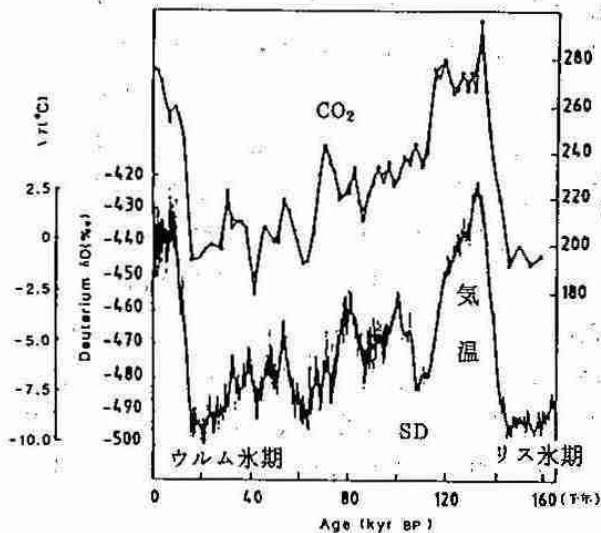


図3-5 南極ポストーク基地で採取された2200mまでの深層氷の分析から得られた過去16万年前までの気候とCO₂濃度の変化

一方、これら氷の分析結果は気候に関するモデル計算の正否の検証にも役立つ。計算を過去に遡って行ない、深層氷の分析で得られた気温やCO₂量と比較検討すればよいわけである。これらの意

味を含め、わが国の南極観測でも平成3年度、第32次越冬隊は、南極大陸第2の高所、Fドームの頂上3807m地点で深さ2500m級のボーリングを開始し、過去15万年間の古気候、古環境の復元を目指しているが、国際的にもその成果が期待されている。

5. おわりに

以上、雪氷圏と人間の関わり、特に、雪氷害とその対策、利雪・親雪、水資源といった身近な問題から、地球気候・環境といったグローバルな問題の概略をのべてきたが、解明すべき課題が山積している。これら問題の解決には、雪氷の性質はもちろん、雪氷と大気、雪氷(海氷)と海洋、雪氷と大地(植生を含め)などの間の相互作用(エネルギーや物質のやりとり)など、雪氷をとりまく自然を正しく理解しなければならない。現在、雪氷研究はこのような立場から進められている。

【参考文献】

- 木下 誠一 編著：「雪と氷のはなし」
技報堂出版 1988年
- 高橋博・中村勉 編著：「雪氷防災」 白亜書房
1986年
- 花房 龍男 監修 北海道新聞社編：「北の気象」
北海道新聞社 1990年
- 日本雪氷学会編：「雪氷辞典」 古今書院
1990年

—夏季大学講座内容④—

雪の結晶の研究と最近の話題から

北海道大学低温科学研究所 古川 義 純

1. はじめに

雪の結晶は、0℃以下の雲の中で、水蒸気が直接固体の氷に結晶化したものである。その形は千差万別で同じものは二つと存在しない。その繊細な美しさは、昔から多くの人々に親しまれてきた。

雪の結晶の形には、図4-1に示すように六角板状のもの(a)、六角板の角が外へ突き出した樹枝状のもの(b)、六角柱状のもの(c)、針状のもの(d)などさまざまなものがあるが共通点は六角を基本としているということである。このような雪の結晶の形の特徴は、何に起因するのであろうか。雲の中の雪の結晶の成長過程をたどりながら考えてみよう。

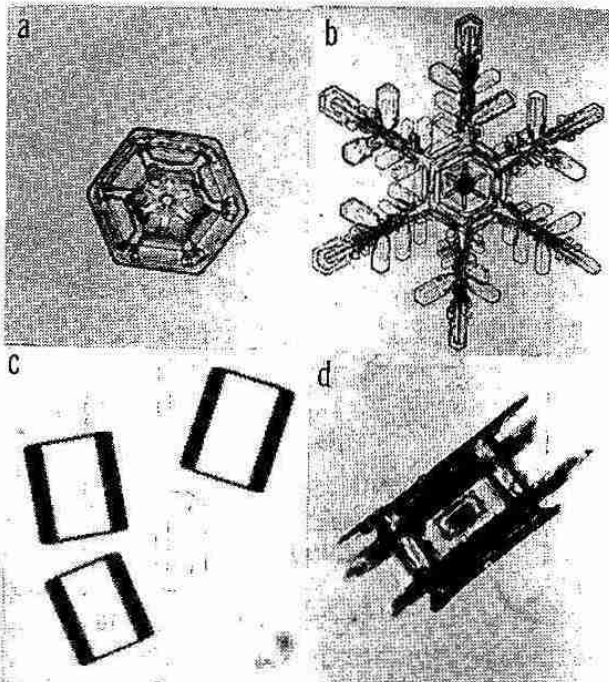


図4-1 天然の雪の結晶の写真。(a)角板、(b)樹枝、(c)角柱、(d)針

2. 雪の結晶の誕生

雲の温度が氷点下に下がっても、雲粒と呼ばれる水滴(直径が数μm—数10μm)は過冷却状態となって凍結せずに浮遊している。しかし、過冷却は不安定な状態であるため、水滴が大気中に浮遊する微細なチリ(氷晶核)と接触すると、水滴は直ちに凍結し、球形の氷の結晶となる。この球形の氷は、図4-2に示すように、周囲の水蒸気

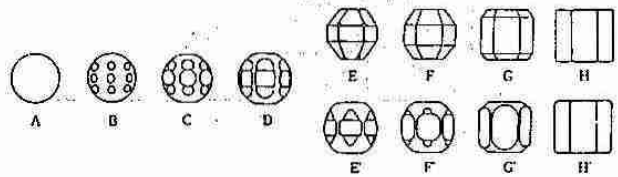


図4-2 雲粒が凍結してできた球状氷晶の成長過程の模式図(権田ら(J. Crystal Growth 45 (1978) 66)による)

を取り込んで成長し、やがて最も成長速度の遅い底面と柱面とで囲まれた六角柱状の結晶となる。

これを氷晶と呼び、さらに0.1mm以上の大きさに成長したものを通常雪の結晶と呼ぶ。この六角柱状の初期氷晶が、雲の中を落下しながら成長を続け、周囲の気象条件に応じてさまざまな形態へと変化するのである。

3. 雪の結晶の形態変化の特徴

雪の結晶の形態が、結晶が成長するときの温度と過飽和度によってさまざまに変化することは、有名な中谷宇吉郎博士の人工雪の実験により明らかにされた。図4-3は、この形態変化を図示し

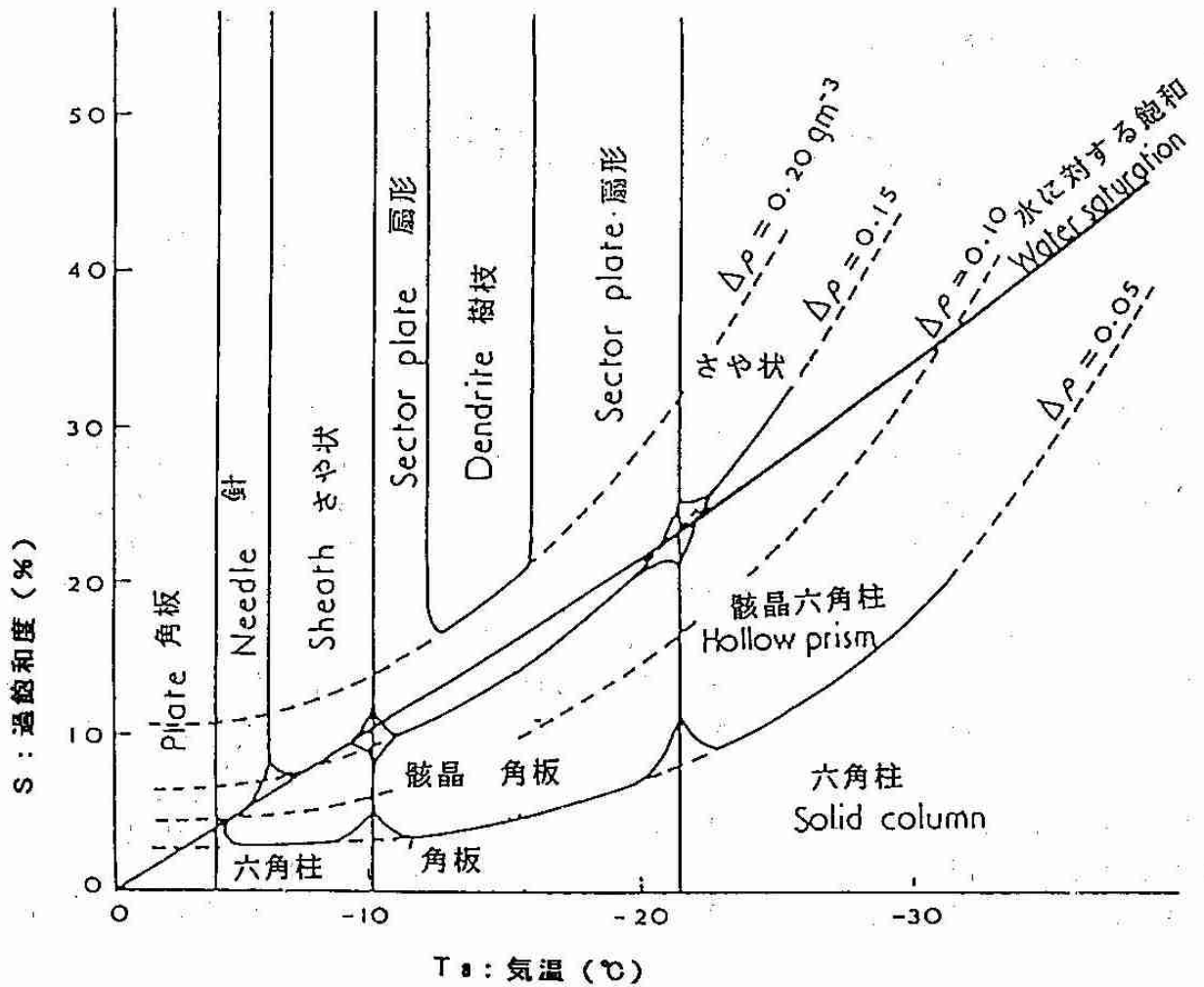


図4-3 中谷のTa-Sダイアグラム

たもので中谷ダイアグラムと呼ばれている。このダイアグラムをもとに雪の結晶の形態変化の特徴をわかり易く示したのが図4-4である。すなわち、雪の結晶の形態は二つの特徴的な変化を示す。第一の変化は結晶の成長温度によって結晶形が六角板になるか六角柱になるかの変化（横軸）で晶癖変化と呼ばれる。第二の変化は、過飽和度が高くなるにつれて結晶の形態が単純なものからより複雑なものへと変化（例えば、六角板→扇形→樹枝状）するもので、特に形態の不安定性に関する変化と呼ばれる。

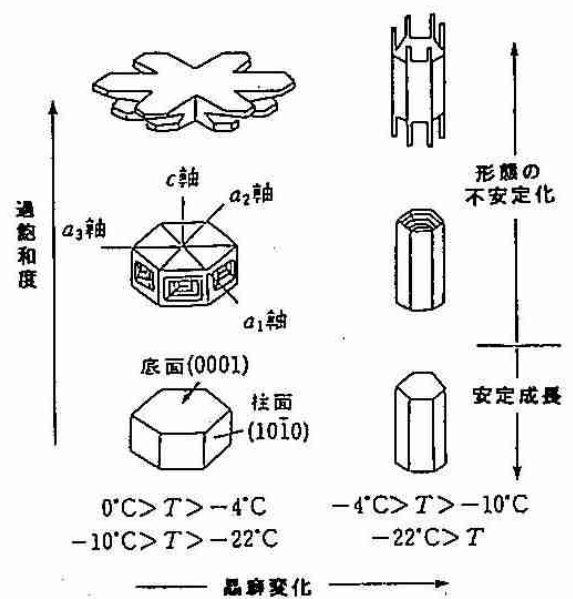


図4-4 雪の結晶の形態変化の特徴を示す模式図

4. 氷結晶の構造と氷の成長速度

雪の結晶がなぜ六角かを考えるためにまず、氷の結晶構造を見てみよう。図4-5(a)は、氷の結晶構造を示す図で水分子を作る酸素原子(白丸)どうしが水素結合(水素は黒丸)で互いに固く結

びあい、規則正しく配列している。この構造をよく見ると1個の酸素原子の近くに2個の水素原子が必ずあって H_2O という水分子の構造をとり、各水素結合の上には1個の水素しか存在しないことがわかる。

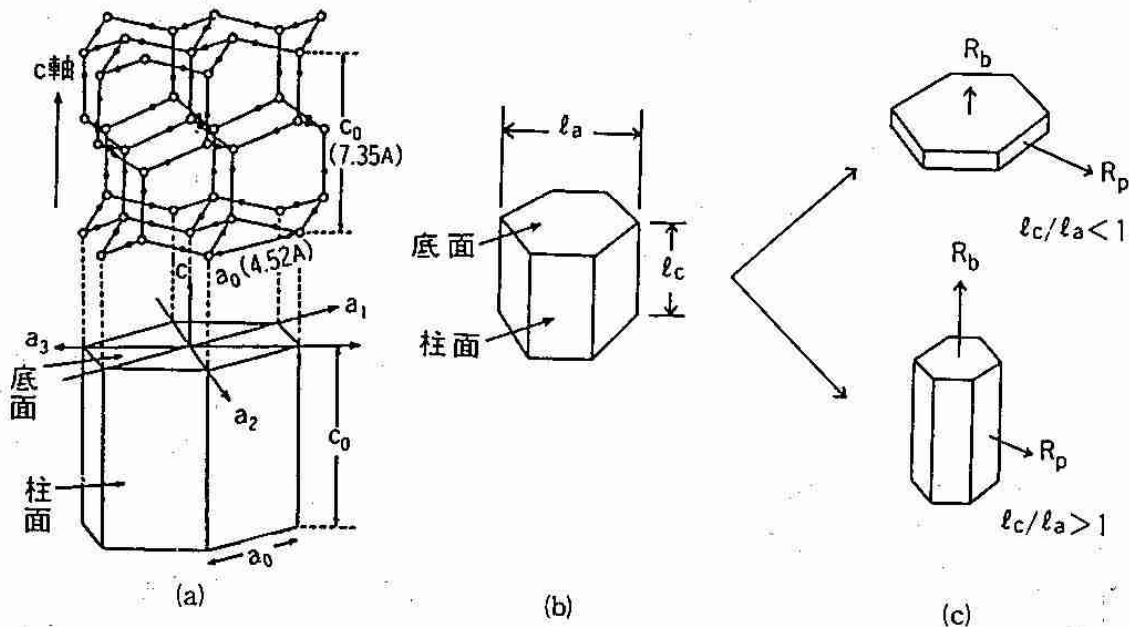


図4-5 (a)氷結晶の構造、(b)雪の結晶の基本形、(c)雪の結晶の晶癖変化

氷の構造をc軸方向から見ると図4-6に示すよう正六角形をすき間なく敷きつめた六方対称構造となっている。ここでは水素が省略されて酸素原子の位置と水素結合のみが示されている。この図では、紙面に平行な面が底面であり、これに直交する柱面は、それぞれ b_1 軸、 b_2 軸に直交する面となる。この柱面と a_1 軸に直交する面の表面の構造を比べてみると水分子の配列のしかたが異なっている。すなわち、結晶表面の構造はその表面がどの方向を向いているかで異なる。氷結晶の場合は 60° おきに全く同じ構造の表面が現れることに注意されたい。

さて、a軸に直交する面は、六角形の環が1つおきに欠けた凸凹の多い面となっているのに対し、b軸に垂直な面はいろいろな向きの表面の中でも最も密に分子が並んだ面で非常に平らな構造となっ

ている。すなわち両面で単位面積あたりの切断された水素結合の数を比較するとa軸に垂直な面の方が多くなることになる。

この様な結晶表面に水蒸気から飛び込んできた水分子は、まず表面に吸着されて、その表面上を動き回るうちに、やがて水素結合の切断された手を見つけて結合の手を回復することで結晶に組み込まれる。この過程をつぎつぎと繰り返すことで結晶は成長することになる。このとき、切断された水素結合の数が多きほど水分子が結晶に取り込まれる速度が速くなり、その結果面の成長速度も速くなる。従って、a軸に垂直な面の方がb軸に直交する面よりも成長速度が大きいと予想される。

図4-7は球状の初期氷晶が成長する過程を描いた模式図である。球状の結晶の表面には、いろいろな方向を向いた無数の微小表面が存在すると

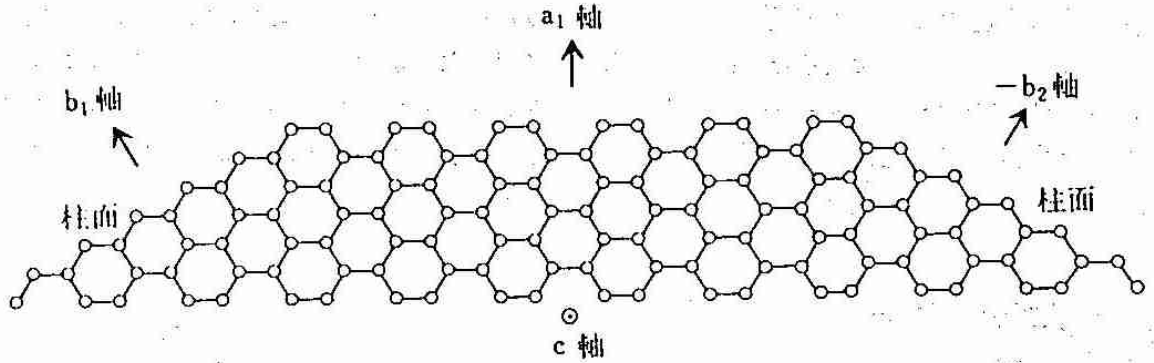


図4-6 氷結晶構造のc軸方向からの投影図。○：酸素原子、—水素結合。
 b_1 、 b_2 軸に直交する面が柱面 ($\{10\bar{1}0\}$ 面)、
 a_1 軸に直交する面は $\{11\bar{2}0\}$ 面。

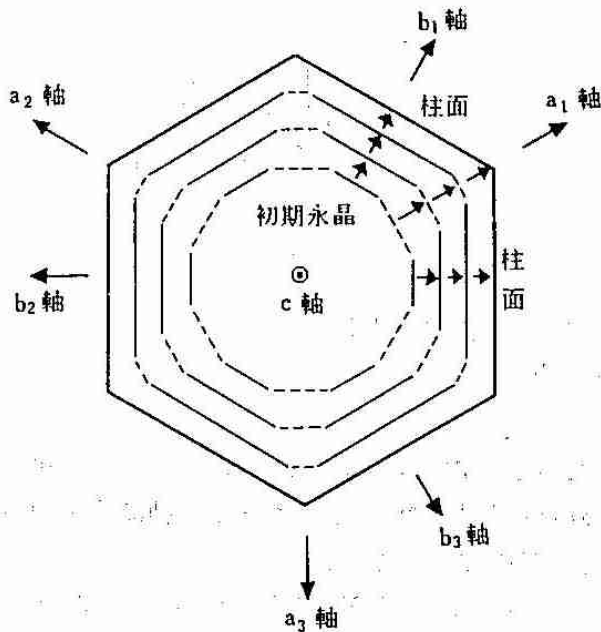


図4-7 球状の初期氷晶が成長し、六角形の基本形となるまでの過程を示す模式図。最終的に最も成長速度の小さい面だけで囲まれる。

考えられる。ここでは、簡単のために成長速度が極端に小さい面(実線)と成長速度の大きい面(破線)について試みる。この図でわかるように、成長速度の大きい面は、となりの成長速度の小さい面によって次第に削り取られやがて消滅し、最終的に成長速度の小さな面だけで囲まれた六角形となる。

氷結晶には、この成長速度の極端に小さな面としてb軸に直交する6つの柱面と2つの底面を考慮することができる。従って、氷晶の基本形は六角柱状となる(図4-5(b))。

5. 雪の結晶の晶癖変化のしくみ

雪の結晶の基本形が成長するに従い、さまざまな晶癖をもつ結晶に変化するの、底面の成長速度 V_b と柱面の成長速度 V_p との大小関係が成長温度により逆転を起こすということに帰結することができる。すなわち、板状結晶では $V_p > V_b$ であり、柱状結晶では $V_p < V_b$ となる(図4-5(c))。

結晶の表面の成長速度は、結晶の表面構造に大きく依存する。この表面構造の変化は、面の方位による異方性によるものに加え、同一の面方位の表面でも温度によって大きく変化する。

氷結晶の表面は、低温度のときには、水分子の配列が規則正しい非常に平らな構造をとるのに対し、高温度になると凹凸の多い荒れた構造となる。さらに温度が上昇し 0°C 近くになると表面はもはや結晶構造をとらず、水分子の配列が乱れた液体と同じような構造となる。このような現象を表面融解と呼び、水分子の配列の乱れた層は擬似液体層と呼ばれている。このような表面構造の変化に応じて面の成長速度は大幅に変化する。すなわち、荒れた表面の成長速度は極端に大きく、平らな表

面では逆に極端に小さくなる。擬似液体層で覆われた表面は、水蒸気からとびこんだ水分子がいったん擬似液体層に取り込まれてから、結晶化するので、この面の成長速度は、荒れた面と平らな面との中間の値となる。さらにこの表面構造の変化

が起こる温度は、結晶構造の異方性のため底面と柱面とで異なる。このことから、底面と柱面の成長速度の大小関係に温度によって逆転が生じ、晶癖の変化を引き起こすと考えられる(図4-8)。

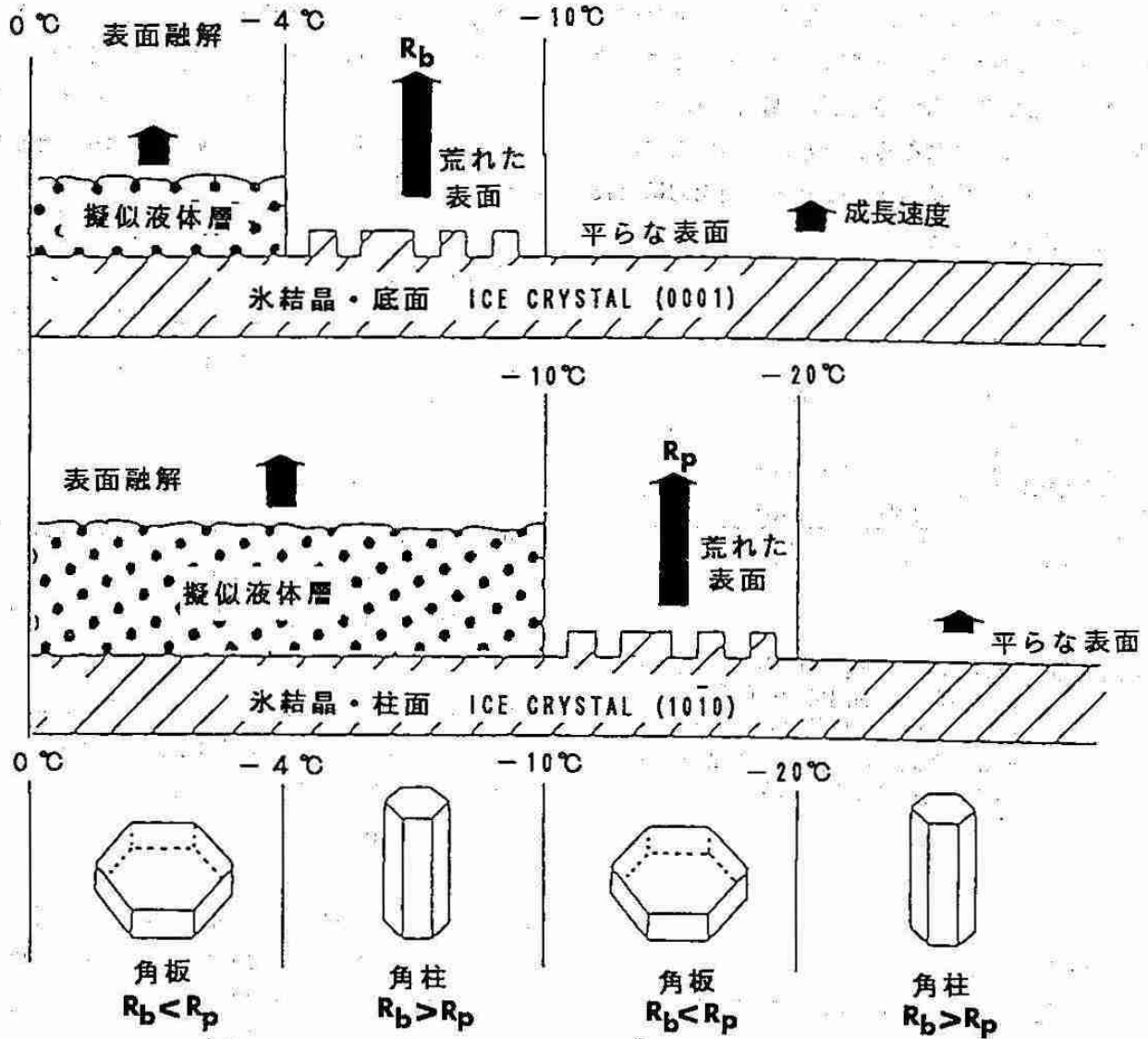


図4-8 氷結晶の表面構造の温度変化と成長速度の変化を示す図。
底面と柱面とで成長速度の大小関係が-4℃、-10℃及び-20℃で逆転を生じる。このため、雪結晶の晶癖変化が起こる。

6. 結晶の形態の不安定性の原因

過飽和度が大きくなると、結晶の形は角柱や角板の単純なものからより複雑なものへと変化する。これは、水蒸気量が増大すると結晶の角や稜が、より過飽和度の高い領域へとび出すため、この部分が優先的に成長するようになり(図4-9)、六角柱(板)の形態が維持できなくなるためである。すなわち、六角板については、隣あった2つの柱面の交差部である六つの稜がa軸に沿った方向に成長し樹枝状結晶となる。一方、六角柱では、底面と柱面の交差する角がc軸方向に優先的に成長し、針状結晶となる。

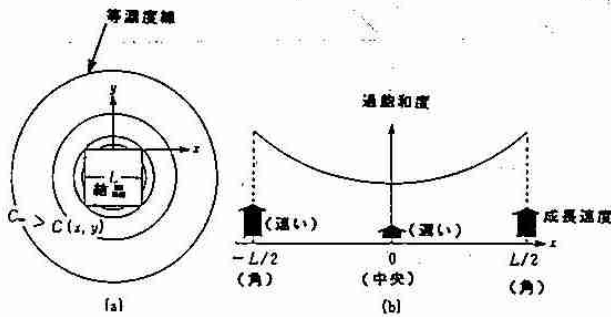


図4-9 多面体の氷結晶の周囲の水蒸気濃度の分布と結晶面内での過飽和度分布を示す。面の中央部より角の方が過飽和度が高く、成長速度も速い。従って、成長とともに角がせりだしてくる。

7. おわりに

雪の結晶の形の変化のしくみについての理解は、最近になり新しい展開を迎えている。この解説に

示したような基本となる結晶成長のしくみを取り入れながら、理論や実験の立場から現在もお盛んに研究が行なわれている。また、最近の計算機の発展にともない、結晶の形を計算機シミュレーションにより理解しようとの動きも活発である。雪の結晶の形を完全に理解するにはまだまだ多くの努力がなされなければならない。この努力が実ったあかつきには、中谷先生の有名な言葉にあるように雪の結晶を「天からの手紙」として、上空の雲の情報をより詳細に解読することが可能となる。

【参考文献】

小林 禎作：「六花の美」サイエンス社 1982年
 小林 禎作：「雪はなぜ六角か」ちくま書房 1984年
 黒田 登志雄：「結晶は生きている」サイエンス社 1984年
 古川義純・小林禎作：「雪の結晶」旭川雪の美術館図録 1991年
 木下 誠一 編：「雪と氷のはなし」技報堂出版 1988年
 数理科学 No 319 特集「雪・結晶の物理とファンタジー」数理科学社 1990年
 光田 寧 編：「気象のはなしⅡ」技報堂出版 1988年
 日本雪氷学会編：「雪氷辞典」古今書院 1990年
 古川 義純：「ハロー 多面体氷晶が関連する光学現象」数理科学 No 319 1990年
 古川 義純：「大気光学現象と色彩」数理科学 No 331 1991年

—地方講演会—

平成2年度北海道支部地方講演会報告

気象庁長期予報課（前札幌管区气象台予報課） 石原 洋

平成2年度の地方講演会は11月19日に室蘭市で行われた。講演会のタイトルは「胆振地方の気象と噴火湾の未来構想」で、地方講演にしてはスケールの大きいタイトルであった。講演題目は4つで、それぞれについて簡単に内容を以下に述べる。

(1) 「胆振地方オロフレ山系の大雨を探る—北大理学部レーダーによる—」

北海道では雪はたくさん降るが、雨はたいしたことないと思われがちである。ところが胆振地方オロフレ山系の南東斜面は、国内でも指折りの豪雨地帯で、毎年夏に大雨に見舞われている。そこでこの大雨をレーダーでとらえ、そのメカニズムを探るという内容であった。

(2) 「天気予報の現場から—最近の雨量予報—」

室蘭地方气象台で天気予報を作るときに使う資料（数値予報天気図）を一般の人に紹介し、特に今回は雨量の予想についての説明がなされた。実際に出された予報や注・警報も取り混ぜて、まさに予報現場の再現という感じであった。

(3) 「噴火湾の風と波」

先の2題は胆振の雨を中心に話が進められたが、後半の2題は一転して海上に話に移った。噴火湾は南東方向にだけ開いている丸い湾で、その中での風と波の振舞いについて説明がなされた。

(4) 「噴火湾におけるフローティング・ステーション構想」

これは広大な噴火湾の海上に、レジャー施設や海洋研究施設などを搭載した多目的建造物を浮かせるという構想である。気象学会の講演としては、かなり斬新な内容であった。

講演会は月曜日の午後に行われたので、参加したくてもできない人もいたと思うが、その割にはたくさんの人の参加があり、喜ばしいことであった。ただ、会場が市民会館の大きなホールで、講演者が聴衆より一段高いところから話をして、聴衆との距離が大きかったせいか、質問がまったく出なかったことが少し残念であった。このような講演会は、地方都市において気象の知識の普及や气象台の仕事の紹介などができ、また運営する側としても為になる話が聞けるということで、これからも続けてもらいたいと思う。

最後に、今回の講演会を開催するにあたって、一般市民に対するPR、及び会場の準備、当日の運営などにおいて数々のお手伝いをいただいた、室蘭地方气象台の職員の皆様に心からお礼を申し上げます。

平成3年度北海道支部気象講演会案内

日時：10月22日（火） 13:00～16:00

場所：旭川市民文化会館 大会議室（3F）

（旭川市8条通9丁目）

テーマ：いま、地球と語る時

最近の気象と気候の話題から

演題・講師：

1. 地球の温暖化

菊地 弘明（旭川地方気象台長）

2. 大雪山の雪渓について

兒玉 裕二（北海道大学低温科学研究所）

3. 道北地域に見られる細氷現象

桜井 兼市（北海道教育大学旭川分校教授）

後援：旭川市、NHK旭川放送局、日本気象協会北海道支部、旭川地方気象台

問い合わせ先：旭川地方気象台防災業務課（TEL 0166-22-6917）

—写真訪問①—

函館海洋気象台

気象庁には海洋・海上気象業務を行うため、気象庁海洋気象部（東京）があり、またその外に函館、神戸、長崎、舞鶴の4箇所に海洋気象台があって、当台はその一つである。

気象庁の歴史は明治8年(1875)に創立された東京気象台から始まるが、当台はそれよりも約3年も早く創立された。当台の前身は函館測候所で、そのまた前身は函館気候測量所であり、明治5年8月26日(太陽暦)に、明治政府の政府機関である開拓支庁支庁により創立された。この函館気候測量所では、定時気象観測のみならず、創立当時すでに函館港内の水温観測が行われていた。従って当台は、気象、海洋の両分野での先駆的官署であった。しかし、当台の組織が海洋気象台としての姿に整えられたのはかなり時代を経てからであり、その間の詳細な経緯は当台発行の“函館海洋気象台百年史”(注)に譲りたい。

中央気象台(東京気象台の改称)は社会の発展に伴い、大正9年(1920)にその業務を従来の地上部門に加えて海洋部門と高層気象部門への拡張を図り、まず神戸海洋気象台と高層気象台(現在つくば市)を創設した。そして気象事業の一元化の方針により、北海道庁に所属していた函館測候所は、昭和14年(1939)に国営移管され、中央気象台(昭和31年(1956)に気象庁に昇格)所属となった。この全国的な官制の整備の後に、函館海洋気象台は昭和17年(1942)に、長崎海洋気象台と舞鶴海洋気象台は昭和22年(1947)に創られた。いずれも風光明媚で海運の盛んな港町にあり、海洋気象台は全て港湾を展望できる海辺の場所に建てられていると思われるようだが、当台だけは現在JR函館駅から6KMも離れた市街地の中にある。

ここでは気象などの観測、通報、予警報の発表という地方気象台相当の業務の上に、観測船を持ち、海洋観測と海上気象観測の業務を行う当台の概要を紹介したい。組織は、総務課(11名)・予報課(15)・測候課(20)・海洋課(13)・海上気象課(5)の5課、函館空港出張所(10)・奥尻空港出張所(3)の2空港出張所、及び海洋海上気象観測船の高風丸(23)からなり、総勢100名である。

予報課は府県予報区担当官署として渡島・檜山支庁を担当区域とし、さらに地方海上予報中枢官署として北海道南方海上及び北海道東方海上を担当している。なお、この北海道東方海上は全国的に海難の多い海域で、特に、冬季には流氷や船体着氷の問題を抱えている。

測候課は通常の地上気象・地域気象(アメダス)・地震・津波・生物季節などの地上関係の観測業務の他に、レーダー観測も担当している。観測所は100万ドルの夜景が眼下に広がる函館山の山頂部にあり、職員が2人1組で2泊3日の勤務をしている。しかしながら観測所の高度が310mと低いため胆振・後志地方と岩手県北部がシャドーエリアになるので、横津岳(1167m)への移設工事が始められており、来年の秋頃に完成の予定である。また、寒冷地での農業に適切に気象情報を提供するため、予報課と協力して渡島地方農業気象連絡協議会、檜山地方農業気象官農対策協議会に参加している。

海洋課は主に北海道周辺と三陸沖の海域を担当し、北緯41度30分線と東経144度線を中心に年4回の海洋観測を行い、水温、塩分及び海流の外、栄養塩類の濃度、プランクトン、海面の油分など海洋バックグラウンド

ド汚染の観測を行っており、また、担当海域の地方海面水温予報を発表している。なお、北海道大学の水産学が函館市内にあり、そこの交流も行われている。

海上気象課は海上気象と波浪及び高層気象の観測に加えて、今年度は海霧、やませ、しぐれ、石狩湾小低気圧（大雪）と言ったテーマ別の観測を行っている。旧高風丸に比べて観測船の性能が向上したため、海洋観測と海上気象観測が複合して行われるようになり、両課で年8回の乗船観測となっている。

海洋海上気象観測船の高風丸は昭和63年(1988)7月に竣工した気象庁の最新鋭船である。全長56.0m、全幅9.80m、総トン数は旧高風丸の約倍の487トンあり、耐寒構造となっている。係留気球観測とオメガゾンデ観測が可能で、年間200日の海洋・海上気象観測に従事している。

北海道への空の玄関の一つである函館空港には函館空港出張所が昭和36年(1961)に、また、離島との重要な足である奥尻空港には奥尻空港出張所が昭和50年(1975)に創立された。

ところで、函館気候測量所は初代所長の福士成豊の自宅に置かれ、渡島国函館区船場町9番地(当時)にあった。この場所は函館港の岸壁に沿って建てられた明治の面影を残すレンガ作りの倉庫群の一隅にあり、その跡地に現在は観光者向けの看板が立っている。その後、高砂町、海岸町と移転し、現在の庁舎は、昭和15年(1940)の秋、亀田郡亀田村字赤川通181番地(現在は函館市美原3丁目4-4)に、函館市から約5000坪の土地の提供を受けて新設されて以来のものである。なお、予報分室が昭和27年(1952)から船場町にあったが、昭和51年(1976)に赤川通の本台に合併した。

半世紀を経過した今、増改築の手が加えられたものの庁舎の老朽化は免れず、この度同じ敷地内に3階建一部4階建ての新庁舎が建設されることになり、来年の秋頃に完成の予定である。この構内にはかつて周囲が一面の耕作地であった頃を偲ばせる、松、桜、藤、楓、紫陽花、オンコ(イチイ)などの植え込みがある。これらの中には生物季節の観測に必要な標準木があり、建設工事の支障になるので一時的に構内の片隅に移植された。本庁舎の完成後に、改めて桜などを中心に造園が行われるとのことである。新庁舎は平屋建ての旧庁舎に比べてかなり集約的に建てられるので、遊休地となる南隣の土地は函館財務局に所管換となる。それにしても、将来、いったい誰が住むのであろうか？

注：気象庁、1971：測候時報，38巻12号，406-454；同、1972：測候時報，39巻1号，22-49。別刷り。

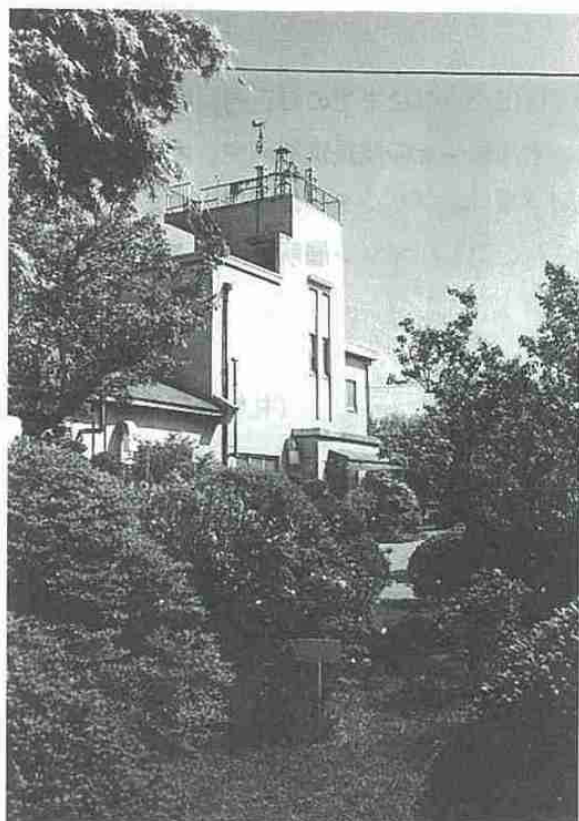
(函館海洋気象台、蔵重 清)



函館海洋気象台 現庁舎



同 測風塔



構内の植え込み

—写真訪問②—

ブリュワー分光光度計（札幌管区气象台）

フロンガス等の人工起源物質の放出による成層圏オゾンの減少に伴って、地上に到達する有害紫外線（B領域紫外線：UV-B、波長280～315nm）が増加することが懸念されている。このUV-Bを監視するために、札幌管区气象台屋上に「ブリュワー分光光度計（写真1）」が設置され、1991年1月1日より波長別紫外域日射観測業務が開始された（同観測は、つくば・鹿児島・沖縄・南極昭和基地でも開始されている）

測器の概要

ブリュワー分光光度計は、カナダのS C I - T E C社製の測器である。分光光度計本体・太陽方位自動追尾装置・パソコン一式・制御ソフトウェアから構成されており、札幌のものにはさらに、防霜・防雪装置が付加されている。

測定の原理は、本体上部の半球型の水晶ドーム（直径5cm）に入射する全天日射光を、回折格子を持つエバート型分光器で分光して、波長290～325nmのUV-Bの光を取り出し、0.5nm刻みで光子計数方式で測定する。光子計数値は、暗計数補正・往復平均・光子計数率への換算・不感時間補正・迷光補正を行った後エネルギーに換算され、波長別強度およびその積分値を得ることができる。

観測・出力

観測はコンピューターによって完全に自動化されており、日出から日没までの毎正時に観測を行うようプログラムされている。全天日射光の波長別観測の前後には、太陽直達光の波長別観測や、オゾン・二酸化硫黄全量の太陽直射光・天頂光観測を同時に行っている。観測結果は、プリンターに印字出力またはCRT表示される（写真2）とともに、フロッピーディスクに収録され、気象庁オゾン層解析室に送付され管理されている。

（札幌管区气象台高層課）

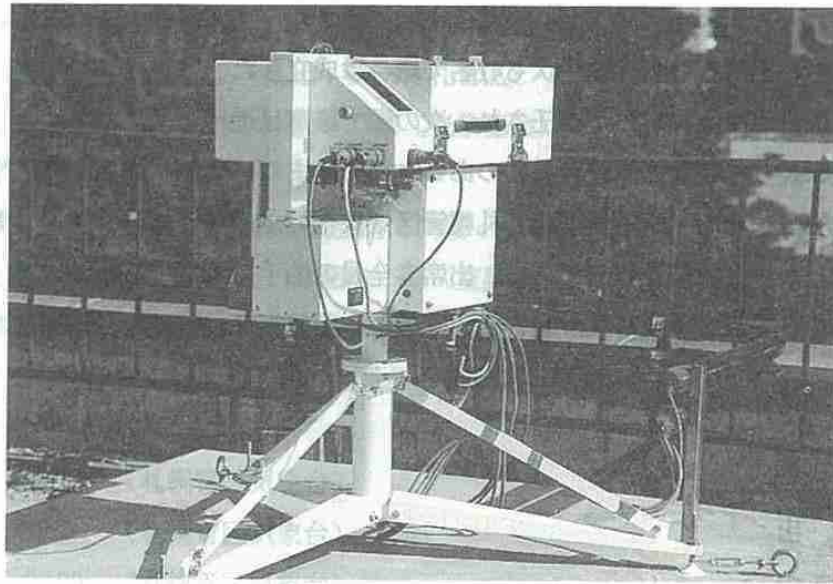


写真1 屋上の「ブリューワー分光光度計」



写真2 出力されたCRT表示

— 総会報告 —

平成3年度支部総会報告

平成3年6月11日（火）支部研究発表会に先だって、平成3年度支部総会が開かれた。

6月としては暑い中、出席者41名、委任状も41名で総会は成立した。

議長に兒玉 裕二氏（北海道大学）が選任され、次の順で議事は進行した。

新任の原田 朗支部長（札幌管区気象台長）のあいさつに始まり、菊地 勝弘常任理事（北海道大学）から、平成2年度事業報告、松田 一常任理事（札幌管区気象台）から会計報告、桜井 兼市会計監査（北海道教育大学旭川分校）から会計監査報告があり、出席者全員の拍手で承認された。

続いて、菊地理事から平成3年度事業計画、松田理事から予算案が説明され、原案どおり承認された。

総 会 次 第

開 会

議 長 選 出

議長あいさつ

支部長あいさつ

議 題

- 1 平成2年度事業報告
- 2 平成2年度決算報告
- 3 平成2年度会計監査報告
- 4 平成3年度事業計画
- 5 平成3年度予算
- 6 その他

閉 会

平成2年度事業報告

日本気象学会北海道支部

- 1 第17期支部役員選挙実施（告示：平成2年.4.23, 候補締切:5.2, 投票締切5.31, 開票:6.4）
- 2 平成2年度支部総会
平成2.6.19（火）実施（北大理学部3号館地球物理学教室3の401 講義室）
- 3 平成2年度支部研究発表会
第1回 平成2.6.19（火）（北大理学部3号館地球物理学教室3の401 講義室）
第2回 2.10.31（水）（札幌管区気象台）

4 第8回夏季大学

平成2.7.27(金)～7.28(土)開催：受講者約40名

(第1日目：札幌管区气象台)

(第2日目：札幌市青少年科学館、両日とも10:00～15:00)

第一日目は气象台、第二日目は青少年科学館の各施設を見学。

講師：太田 幸雄(北大)、北出 武夫(札幌管区)

桜井 兼市(旭教大)、小島 修(気象協会)

5 平成2年度地方講演会

平成2年度は11月19日(月)室蘭市民会館で開催：受講者約150名

講演者：菊地 勝弘(北大)、木部俊一郎(室蘭地台)

森 隆志(函館海洋)、近藤 俊郎(室蘭工大)

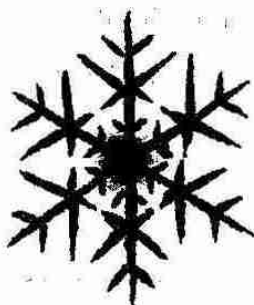
6 「細水」第36号発行：10月20日刊行。会員その他機関へ配布

7 支部理事会

第1回 2.6.12 (札幌管区气象台)

第2回 2.10.2 (札幌管区气象台)

第3回 3.3.20 (札幌管区气象台)



平成2年度決算報告

収入

項目	予算円	実績円	備考
前年度繰越金	11,632	11,632	
本部交付金	332,500	333,350	(251名×850円)+120,000
夏季大学補助金	50,000	50,000	本部から入金
入会金	8,000	6,000	支部入会者12名
広告料	100,000	110,000	17社分(1社増)
預金利息	350	2,311	8月分+2月分
その他	0	20,500	夏季大学展示デモンストレーション(FAX)
			└ 細水販売代
合計	502,482	533,793	

支出

項目	予算円	実績円	備考
理事会	8,000	4,940	2回開催(6月、9月)
支部研究会	7,000	3,647	案内状送付
事務費	3,000	-	
通信費	20,000	7,284	切手購入・支部総会案内・連絡等
夏季大学	60,000	64,504	7月27~28日開催
細水36号	260,000	289,300	
交通費	21,000	20,660	旭川桜井会計監査は理事会・総会出席
地方講演会	90,000	83,963	11月19日室蘭市で開催
選挙関係印刷費	30,000	31,782	投票用紙・投票用封筒印刷
翌年繰越金	3,482	27,713	
合計	502,482	553,793	

平成2年度決算について相違ないことを証明します。

平成3年3月31日 会計監査 桜井 兼市 ㊞

平成3年度事業計画（案）

- 1 平成3年度支部総会
平成3.6.11（火）実施（北大理学部3号館地球物理学教室3の401講義室）
- 2 平成3年度支部研究発表会
第1回 平成3.6.11（火）（北大理学部3号館地球物理学教室3の401講義室）
第2回 日時未定 （札幌管区气象台）
- 3 第9回夏季大学
平成3.7.30（火）～7.31（水）開催予定
（第1日目：札幌市青少年科学館）
（第2日目：札幌管区气象台）、両日とも10:00～15:00
各施設を見学。

講 師：村松 照男（管区气象台）、山崎 道夫（気象協会）
若濱 五郎（北 大）、古川 義純（北 大）
- 4 平成3年度「気象講演会」
開催場所検討中
- 5 「細水」第37号発行：8月末日予定、会員その他機関へ配布
- 6 支部理事会
第1回 3.5.15 開催（札幌管区气象台）
第2回 日時未定 （札幌管区气象台）
第3回 日時未定 （札幌管区气象台）

平成3年度予算(案)

収入

項 目	金 額 (円)	備 考
前年度繰越金	27,713	
本部交付金	332,500	(250名×850円)+120,000
夏季大学交付金	50,000	札幌市青少年科学館と共催
広 告 料	110,000	
預 金 利 子	350	
合 計	520,563	

支出

項 目	金 額 (円)	備 考
理 事 会	8,000	3回開催
研究発表会・総会	7,000	2回開催
事 務 費	3,000	
通 信 費	20,000	
夏季大学経費	65,000	
細氷37号印刷費	290,000	
交 通 費	37,000	
気象講演会経費	90,000	
繰 越 金	563	
合 計	520,563	

—役員会報告—

平成2年度役員会報告

- 1 平成2年度第1回理事会（「細氷」36号109～110頁に報告済）
- 2 平成2年度第2回理事会（平成2年10月2日（火）於 札幌管区气象台）
出席者：二宮、北出、松田、菊地、遠藤、上田、兒玉、伝法、若林、足立、石原
 - (1) 平成2年度の事業及び会計中間報告がなされた。
 - (2) 夏季大学講座について、遠藤理事から次のとおり報告された。
 - ア 40名の受講者があり、气象台の見学は好評であった。
 - イ テキストに気象庁の仕事の概要を載せてほしいという意見があった。
 - (3) 「細氷」について兒玉幹事から、現在、2校目で10月半ばに発行の予定である旨 報告があった。
 - (4) 地方講演会について北出理事から次のような報告があった。
 - ア 11月19日（月）13:30～16:30開催予定
 - イ 場所は室蘭市民会館ホール
 - ウ 講演内容は、胆振の気象と噴火湾の未来構想に関する講演が4題（1題30分程度）
 - エ ポスターに“入場無料”等の文字を入れたほうが良い。また、技術部長と講師以外に幹事1名も現地へ行くほうが良い。
- 3 平成2年度第3回理事会（平成3年3月20日（水）於 札幌管区气象台）
出席者：二宮、北出、松田、遠藤、桜井、伝法、若林、足立、石原
 - (1) 報告事項
 - ア 北出理事から、地方講演会が室蘭市民会館において開催され、講師の方々が一般の人にも分かりやすいように講演をして下さったので、好評のうちに予定どおり終了したとの報告がなされた。
 - イ 足立理事から会計中間報告があり、桜井監査から中間監査報告があった。来年度から支部入会金のなくなることも報告された。
 - (2) その他
 - ア 平成4年の秋季大会について
1年くらい前（平成3年秋）から委員会を作って準備を始める必要があることを確認し合った。
 - イ 新支部長が決まるまで、北出常任理事が支部長代行を務める。
また、幹事3名が替わる予定であることが知らされた。
- 4 平成3年度第1回幹事会（平成3年4月30日（火）於 札幌管区气象台）
出席者：上田、兒玉、遊馬、若林、藤山、室井
平成3年度第1回理事会開催にむけ、説明資料の確認を行った。

5 平成3年度第1回理事会（平成3年5月15日（水）於 札幌管区气象台）

出席者：原田、蔵重、北出、松田、遠藤、上田、兒玉、遊馬、伝法、若林、藤山、室井

- (1) 二宮支部長（札幌管区气象台長）、村上常任理事（函館海洋气象台長）が、転出したことにより、原田（札幌管区气象台長）、蔵重（函館海洋气象台長）両台長が、補充された。
- (2) 理事の互選により、原田理事が支部長に選出された。
- (3) 新支部長のあいさつの後、支部長から幹事として、上田、遊馬、若林、藤山、室井が指名された。
- (4) 理事、幹事の業務分担が次のとおり決定した。

理事 企画・総括： 伝法、菊地

講演担当： 北出

細水編集： 松田

夏季大学担当：遠藤

幹事 幹事長： 上田

細水担当： 遊馬

夏季大学担当（新設）：若林

庶務・会計：藤山、室井、若林

- (5) 平成2年度事業報告・会計報告が上田幹事長、藤山幹事からなされた。

- (6) 平成3年度事業計画・予算案が審議され以下のことが決まった。

ア 6月11日（火）に支部総会と平成3年度第1回支部研究発表会を行う。第2回支部発表会は10月中旬に行う。

イ 夏季大学を7月30日札幌市青少年科学館で、7月31日に札幌管区气象台で行う。

講師は1日目 村松、山崎

2日目 古川、若濱の4氏に依頼する。

ウ 地方講演会は開催地を打診中である。「地方講演会」という名称は良くないので「気象講演会」とする。

エ 全国大会の準備について、上田幹事長からの次のとおり報告された。

日時 平成4年10月7日（水）～9日（金）

場所 札幌市教育文化会館とする。

準備会を早期に開催する必要があるので、第2回理事会を例年より早く開いて検討する。

- (7) その他

ア 「細水」発行準備状況が遊馬幹事から報告された。

イ 「気象友の会」の紹介が若林幹事からあった。

6 平成3年度第2回幹事会（平成3年6月4日（火）於 札幌管区气象台）

出席者：上田、遊馬、藤山、室井

- (1) 平成3年度総会及び第1回研究発表会開催にむけ、説明資料及び役割分担の確認を行った。

- (2) 夏季大学、細氷及び気象講演会について、準備状況を説明した。
- (3) 全国大会の準備について確認し合った。
- (4) 会員名簿の作成について点検した。

平成2年度支部事業報告

- 1 第17期支部役員選挙実施(平成2.5.3)
理事当選 遠藤 辰雄、菊地 勝弘、北出 武夫
伝法 宏、二宮 洸三、松田 一
村上 律雄の7氏
- 2 第1回理事会(2.6.12(火)於 札幌管区气象台)
支部長選出、業務分担、平成2年度事業報告及び会計報告
平成3年度事業計画及び予算審議
- 3 平成2年度支部総会(2.6.19(火)於 北大理学部3号館地球物理学教室)
平成2年度事業報告及び会計報告
平成3年度事業計画及び予算案審議
- 4 平成2年度第1回支部研究発表会(2.6.19(火)於 北大理学部3号館地球物理学教室)
参加者 約50名 発表題数 8題
- 5 第8回夏季大学(2.7.27(金)～28(土)於 札幌管区气象台・札幌市青少年科学館)
受講者 約40名
講師 太田 幸雄(北大)、北出 武夫(气象台)
桜井 兼市(旭教大)、小島 修(気象協会)
- 6 平成2年度第2回理事会(2.10.2(火)於 札幌管区气象台)
平成2年度中間報告
- 7 「細氷」第36号発行(2.10月)
138頁
- 8 平成2年度第2回支部研究発表会(2.10.31(水)於 札幌管区气象台)
参加者 約60名 発表題数 9題
- 9 平成2年度地方講演会(2.11.19(月)室蘭市民会館)
受講者 約150名
講師 菊地 勝弘(北大)、木部俊一郎(室蘭地方气象台)
森 隆志(室蘭海洋气象台)、近藤 俣郎(室蘭工大)

- 10 平成2年度第3回理事会(3.3.20(水)於 札幌管区气象台)
平成2年度事業及び会計中間報告

平成3年度支部事業計画

- 1 平成3年度支部総会
3.6.11(火) (於 北大理学部3号館地球物理学教室)
- 2 平成3年度支部研究発表会
第1回 3.6.11(火) (於 北大理学部3号館地球物理学教室)
第2回 3.11.8(金) (於 札幌管区气象台)
- 3 第9回夏季大学
3.7.30(火)～31(水)
(第1日目 於 札幌市青少年科学館)
(第2日目 於 札幌管区气象台)
講師 村松 照男(札幌管区气象台)、山崎 道夫(気象協会)
古川 義純(北 大)、若濱 五郎(北 大)
- 4 平成3年度気象講演会
旭川を予定
- 5 「細氷」第37号発行
8月下旬予定
- 6 支部理事会
第1回 3.5.15(水) (於 札幌管区气象台)
第2回 3.9.17(火) (於 札幌管区气象台)
第3回 日時未定

—支部役員—

平成3年度日本気象学会北海道支部役員

役 職 名	氏 名	所 属
支 部 長 理 事	原 田 朗	札幌管区气象台長
常 任 理 事	菊 地 勝 弘	北海道大学理学部教授
常 任 理 事	北 出 武 夫	札幌管区气象台技術部長
常 任 理 事	遠 藤 辰 雄	北海道大学低温科学研究所助教授
常 任 理 事	松 田 一	札幌管区气象台技術部調査課長
理 事	山 崎 道 夫	日本気象協会北海道本部長
理 事	蔵 重 清	函館海洋气象台長
会 計 監 査	桜 井 兼 市	北海道教育大学旭川分校教授
幹 事 長	上 田 博	北海道大学理学部助教授
幹 事	遊 馬 芳 雄	北海道大学理学部助手
幹 事	若 林 徳 司	日本気象協会北海道本部総務部長
幹 事	藤 山 興 二	札幌管区气象台技術部調査課調査官
幹 事	室 井 ちあし	札幌管区气象台技術部予報課技官

—交換機関誌—

- ・東北支部 講演会予稿集 平成2.11.29 仙台
- ・東北支部 気象講演会要旨 1990.12.13 福島市
- ・中部支部 研究会講演要旨集 第7号 1990.11.19~20 名古屋
- ・関西支部 例会講演要旨集 第53号 (中小規模現象・局地現象) 1990.11.22 広島
- ・関西支部 例会講演要旨集 第54号 (中小規模現象) 1990.11.30 香川
- ・関西支部 例会講演要旨集 第55号 (海洋と気象) 1991.2.1 神戸
- ・関西支部 年会講演予稿集 1991.6.5 大阪
- ・九州支部 講演要旨集 第12号 1991.1.25
- ・沖縄支部 沖縄管内気象研究会誌 第19号 平成3.2
- ・日本雪氷学会北海道支部機関誌「北海道の雪氷」 第9号 平成2年度
- ・日本農業気象学会北海道支部会誌「北海道の農業気象」 第42号 平成2年11月
- ・東北支部だより 第5号 1990年7月
- 第6号 1990年9月
- 第7号 1990年12月
- 第8号 1991年3月
- ・中部支部だより 第32号 平2.8.10
- 第33号 平2.10.12
- 第34号 平3.3.20
- ・関西支部ニュース 第193号 平2.7.18
- 第194号 平2.10.18
- 第195号 平2.12.10
- 号外 1991.1.11
- 第196号 平3.3.15
- 第197号 平3.4.1
- 第198号 平3.5.1
- 第199号 平3.7.1
- ・九州支部だより No.68 1980.9月

— 気象関係参考図書 —

< 専門書 >

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
シリーズ 環境科学(全3巻)		朝倉書店	5,800-
			6,500
大気科学講座(全4巻)		東京大学出版会	3,400
大気環境の科学(全5巻)		東京大学出版会	2,800-
			3,200
気象学のプロムナード(全16巻)		東京堂出版	各3,500
現代の気象テクノロジー(全8巻)		朝倉書店	2,900-
			3,800
第2期気象学のプロムナード (全12巻)		東京堂出版	各3,500
気象と人間シリーズ(全5巻)		朝倉書店	2,600-
			2,800
単行本 大気大循環論	新田 尚	東京堂出版	8,000
気象	小平信彦	朝倉書店	5,800
気象	根本順吉 他	共立出版	3,300
気象学入門	バタン	共立出版	1,800
新しい海洋気象学	能沢源右衛門	成山堂書店	3,600
海洋気象	桑島 進	成山堂書店	2,400
高層気象とFAX図の知識	福地 章	成山堂書店	2,000
海洋気象講座	福地 章	成山堂書店	4,000
気象観測技術	大田正次 他	地人書館	2,000
概論気象学	正野重方	地人書館	1,650
気象学	関岡 満	東京教学社	1,500
航空気象	伊藤 博	東京堂出版	6,800
航空気象入門	伊藤 博	東京堂出版	2,500
長期予報新講	和田英夫	地人書館	1,200
気候の歴史	モニン	共立出版	6,000
気候変動の周期性と地域性	河村 武	古今書院	6,000
気候学	吉野正敏	大明堂	2,500
雷	上野園親佐 監修	教育社	1,699

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
氷と雪	国立極地研究所編	古今書院	4,100
雷放電現象	竹内利雄	名古屋大学 出版会	5,000
気象学総論	正野 重方	地人書館	2,000
新版気象学概論	山本 義一	朝倉書店	3,300
気象学の基礎(上・下)	マッキントッシュ	共立出版	(上) 1,400 (下) 1,200
大気物理学	ホートン	みすず書房	4,500
気象力学通論	小倉 義光	東大出版会	3,600
図説気象学	根本 順吉 他	朝倉書店	5,900
教養の気象学	日本気象学会 気象教育と普及の会	"	2,700
大気保全学	大喜多 敏一	産業図書	3,200
境界層の気象	オーク	朝倉書店	5,200
一般気象学	小倉 義光	東大出版会	2,800
雲と雨の科学	メイソン	総合科学出版	950
六花の美(雪の結晶成長とその形)	小林 祐作	サイエンス社	2,000
実地応用のための気象観測技術	太田 正次・篠原 武次	地人書館	1,700
身近な気象の科学	近藤 純正	東京大学出版会	2,200
ANA AVIATION WEATHER (基礎編、和文)	全日空	日本気象協会	2,600
ANA AVIATION WEATHER (応用編、和文)	全日空	日本気象協会	3,500
日本の気候(日本の自然8)	中村 和郎・木村 竜治	岩波書店	3,400
大気力学入門	栗原 宣夫	岩波書店(全書)	1,600
強風の性質	塩谷 正雄	開発社	2,500
気候変動の実態	河村 武	古今書院	3,800
新版 小気候	吉野 正敏	地人書館	3,600
大気大循環論	新田 尚	東京堂出版	8,000
気候変動-異常気象・長期変動の 謎を探る-	浅井 富雄	東京堂出版	4,500

< 事 典 >

書 名	著 者 (編 者)	発 行 所	価 格 (円)
環境科学事典	荒木 峻他編	東京化学同人	26,000
気象ハンドブック	気象ハンドブック 編集委員会編	朝倉書店	18,000
新版 気象の事典	和達清夫	東京堂出版	5,800
農業気象学用語集	日本農業気象学会編	養賢堂	1,300
日本・世界の気候図	福井英一郎 他	東京堂出版	4,800
気候学・気象学事典	吉野正敏 他	二宮書店	12,800
学術用語集 気象学編 (改訂版)	文部省、日本気象学会	日本学術振興会	1,500
NHK最新気象用語ハンドブック	日本放送協会編	日本放送協会	2,000
風の事典	関口 武	原書房	12,000
気象の事典	浅井 富雄 他	平凡社	3,500

< 普 及 書 >

書 名	著 者 (編 者)	発 行 所	価 格 (円)
オゾンホール	岩坂泰信	裳華房	1,400
オゾン層が消えた	グリピン	地人書館	1,500
オゾン・クライシス	ローン	地人書館	
オゾン層を守る	環境庁 編	日本放送協会	757
酸性化する地球	広瀬弘忠	日本放送協会	757
地球温暖化を防ぐ	環境庁 編	日本放送協会	757
地球は救えるか (I, II)	NHK取材班	日本放送協会	各1,845
地球大気の歴史	内嶋善兵衛	朝倉書店	3,500
成層圏オゾン	島崎達夫	東京大学出版会	2,400
気の世界		東京大学出版会	2,200
海洋気象のABC	福谷 恒男	成山堂書店	2,000
暮らしの気象学	倉嶋 厚	草思社	1,311
気象の常識	松本誠一	電気書院	1,553
気象データマニュアル	中村繁・北村幸房	丸善	1,600
朝雨は女の腕まくり	宮沢清治	井上書院	1,200

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
天気図の作り方とその利用	予報技術研究会	恒星社	1,500
天気図のみ方	藤井幸雄	ニューサイ エンス社	850
気候と文明の盛衰	安田喜憲	朝倉書店	6,800
エアロゾルによる地球的な気候破局	M. ブディゴ他	学会出版 センター	2,000
気候学入門	水越充治 他	古今書院	2,427
気候の教室	矢沢大二 他	古今書院	950
気候変動と食糧	高橋浩一郎	大明堂	2,000
中国の雨と気候	吉野正敏	大明堂	2,700
気候と人間	高橋浩一郎	日本放送出版 協会	757
ウェザーマシーン	N. コールダー	みすず書房	2,800
強風の性質	塩谷正雄	開発社	2,500
雪と生活	吉野正敏	大明堂	1,800
天気科学	駒林 誠	朝日新聞社	980
自然現象に挑む (別冊サイエンス)		日本経済新聞社	1,200
雪	中谷宇吉郎	岩波書店 (新書特装版)	800
雷	"	"	"
日本の天気	高橋浩一郎	岩波書店(新書)	480
雲を読む本	"	講談社(ブルー ボックス)	550
地球は寒くなるか	土屋 巖	講談社 (現代新書)	420
雲と雷の科学	孫野 長治	日本放送出版協 会(NHKブッ クス)	700
気象の科学	駒林 誠	"	600
大気科学	小倉 義光	"	700
雨・風・寒暑の話	和達清夫・倉嶋 厚	"	700
微気象の探究	大後 美保	"	750
熱くなる大都市	尾島 俊雄	"	650
天気予報の科学	高橋浩一郎	"	700
ジェット気流	ライター	河出書房新社	絶版
惑星の気象学	オハリング	"	"

書名	著者(编者)	発行所	価格(円)
汚れた空	バタン	河出書房新社	絶版
からだと天気	ランズバーグ	"	"
モンスーン	倉嶋 厚	"	580
海と大気	ブランチャード	"	絶版
雷と科学	高山 久尚	"	1,100
全国のお天気	中村喜三雄	"	950
日本のお天気	大野 義輝	大蔵省印刷局	700
異常気象時代	朝倉 正	講談社	580
新しい気象学入門	飯田睦次郎	"	640
気象の周辺	根本 順吉	玉川大学出版部	880
異常気象	和田 英夫 他	講談社	520
天気情報の見方	立平 良三	岩波書店(新書)	480
風の博物誌	ライアル ワトソン	河出書房新社	3,200
天気予報	高橋浩一郎	海洋出版(イルカ・ブックス)	1,800
お天気博士の風のたより	倉嶋 厚	河出書房新社 (河出文庫)	560
お天気博士の晴雨手帳	"	"	440
雨	太田 正二	コロナ社	300
集中豪雨の話	二宮 洸三	出光科学出版	850
気象を見る目	高橋浩一郎	共立出版	850
大気大循環と気候	廣田 勇	東大出版会	1,200
気象と気候(理科年表読本)	高橋浩一郎・宮沢清治	丸 善	1,600
気象歳時記(理科年表読本)	高橋浩一郎	丸 善	1,600
季節ノート	倉嶋 厚	東海大学出版会	1,200
流れの科学 改訂版	木村 龍治	東海大学出版会	1,200
地球をめぐる風	廣田 勇	中央公論社 (新書)	420
日本文学と気象	高橋 和夫	"	420
天気図の書き方と見方	気象庁予報技術研究会	恒星社	1,000
天気予報と天気図	大谷東平・斎藤将一	法政大学出版会	1,500

書 名	著 者 (編 者)	発 行 所	価 格 (円)
天気図のみかた	中村 繁	日東書院	600
気象と文化	関口 武	東洋経済新報社	1,600
気象歳時記	"	山と溪谷社	絶版
雲 (雲の写真集)	飯田睦次郎	"	1,600
ひまわりの四季	飯田睦次郎・渡辺和夫	"	1,500
穂高の空	今野岳志・飯田睦次郎	"	1,900
衛星で見る日本の気象	高橋浩一郎	岩波書店	5,500
雲 高度一万米の素顔	石橋 秀夫	日本航空協会	3,600
山の雲 (別冊 山と溪谷)	飯田睦次郎 他	山と溪谷社	1,500
観天望気入門	藤井 幸雄	青春出版社	500
天気予知ことわざ辞典	大後 美保	東京堂出版	2,900
釣りとお天気	長久 昌弘	産報出版	900
気象の教室	斉藤 練一	東京堂出版	2,300
雪の結晶 (冬のエフェメラル)	小林 禎作	北大図書刊行会	1,500
雪に魅せられた人びと	"	築地書院	1,300
雪	"	北海道新聞社	980
気象のはなし I, II	光田 寧	技報堂出版	各1,400
風のはなし I, II	伊藤 学	"	各1,300
雲と氷のはなし	木下 誠一	"	1,400
新お天気百話	高橋浩一郎	朝日新聞社	1,300
天気図の四季	松本 幹	日本気象協会	980
新 天気予報の手引	安斎 政雄	日本気象協会	700
気象をはかる	小林寿太郎	日本規格協会	980
雪の科学	黒岩 大助	共立出版	1,000
氷の科学	前野 紀一	北大図書刊行会	1,400
氷河の科学	若狭 五郎	日本放送出版協会 (NHKブックス)	600
歳王の樹氷のすべて	安部正二郎 他	東北出版企画	1,400
流 氷	田畑 忠司	北海道新聞社	980

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
雪の話・氷の話(理科年表読本)	木下 誠一	丸 善	1,200
雪・氷・人	若 漢 五郎	北海道新聞社	1,300
雪と氷の世界から	樋口 敬二	岩波書店 (新書)	480
気候学入門	水越充治・山下脩二	古今書院	2,400
日本の気象	倉嶋 厚	"	1,600
高層天気図を描く	丸山 健人	新草出版	1,800
高層の天気	"	岳書房	800
雨もよし晴れもよし	大谷 東平	築摩書房	1,800
雪はなぜ六角か	小林 禎作	"	1,200
気象と災害	中島鶴太郎	新潮社 (新潮選書)	850
風と自然	真木 太一	開発社	2,500
風の世界	吉野 正敏	東京大学出版会	2,400
異常気象レポート '89	気象庁編	大蔵省印刷局	1,440

<児童向図書>

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
天気・気象(図鑑)		学習研究社	1,280
天気と気象(図鑑)		小学館	1,200
うずまく大気と海	木村・立平・西田	岩波書店	2,400
雲と天気のかんさつ	藤井 幸雄	講談社	790
雲と天気	塚本 治弘	あかね書房	980
雲のいろいろ	湯山 生	岩崎書店	1,100
おーい雲!	塚本 治弘	さ・え・ら書房	980
お天気かんさつ入門	倉嶋 厚	小学館	490
たのしい気象観測	藤井 幸雄	実業之日本社	690
天気100のひみつ	清水 教高	学習研究社	630
天気のふしぎ春・夏・秋・冬	倉嶋 厚	講談社	540
天気ってこんなもの	伊藤強自・小池直幸	誠文堂新光社	1,000

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
お天気なぜだろう	牛田 豊年	北陸館	950
四季のお天気かんさつ	大後 美保	あかね書房	880
天気のとくも	倉嶋 厚	集英社	690
雨とくも	小林 実	国土社	950
カレンダー-日本の天気	高橋浩一郎	岩波書店(ジュニア新書)	580
天気予報の科学	渡辺 和夫	福武書店	1,200
空気を絵にかく	根本 順吉	小峰書店	1,300
天気図をよもう	藤井 幸雄	"	1,300
天気図をつくろう	吉村証子・河嶋 正	岩波書店	950
雪の一生	片平 孝	あかね書房	980
氷の世界	東海林明雄	"	980
流水の世界	菊地慶一・小崎 猛	岩崎書店	1,100
イモリの天気予報	高巢忠好(小学6年生)	童心会	980
春のお天気(たのしい天気学1)	根本 順吉	小峰書店	2,400
夏のお天気(たのしい天気学2)	矢花 雄	小峰書店	2,400
秋のお天気(たのしい天気学3)	渡辺 和夫	小峰書店	2,400
冬のお天気(たのしい天気学4)	根本 順吉	小峰書店	2,400
日本と世界のお天気(" 5)	渡辺 和夫	小峰書店	2,400
たのしい気象の実験室(" 6)	木村 竜治	小峰書店	2,400
天気をしらべる (ぼくらの天文・気象・地球8)	原嶋 宏昌	岩崎書店	1,800
天気図をよむ (ぼくらの天文・気象・地球9)	小林典謙・丸山健人	岩崎書店	1,800
雲・雨・雪のかんさつ (ぼくらの天文・気象・地球9)	田中 豊顕	岩崎書店	1,800
台風をとらえる (ぼくらの天文・気象・地球19)	村松 照男	岩崎書店	1,800
気候の変化をしらべる (ぼくらの天文・気象・地球20)	能登 正之	岩崎書店	1,800
冬の花びら -雪博士 中谷宇吉郎の一生-	高田 宏	偕成社	1,200

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
こちらミニミニ気象台	地学団体研究会編	大月書店	1,300
ウェザー・ウォッチング	塚本 治弘	日本交通公社	790
霧をさぐる	伊藤・深石	岩崎書店	1,200

<教材研究用図書>

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
実験観察代事典 地学	歌代 勤・海野和二郎	東京書籍	9,800
気象の理	島貫 陸	東洋館出版社	1,400
気象 I (新地学教育講座14)	伊藤 博	東海大学出版社	1,600
気象 II (新地学教育講座15)	伊藤 博	東海大学出版社	1,600
星と天気 (自然をしらべる地学シリーズ1)	地団研	東海大学出版社	2,000
くらしと環境 (自然をしらべる地学シリーズ5)	地団研	東海大学出版社	2,000
身近な自然を生かした 地学教材の研究	全国理科センター 研究協議会編	東洋館出版社	3,000

<道内関係図書>

書名	著者(編者)	発行所	価格(円)
北の天気	浅野 芳	北海道新聞社	1,300
気象事典	札幌市教育委員会	北海道新聞社	1,100
北海道の気候と農業気象災害	横田 肇一	文永堂	2,500
北海道の農業気象	日本農業気象学会 道支部	北海道協同 組合通信社	2,500
釧路の気象	松倉秀夫・深石一夫	釧路市	1,500
知床の気象	穂積邦彦・合地信生	斜里町立 知床博物館	500

—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（次ページの用紙をお使いください）。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 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 5,500 円、B会員が 10,300 円、
学生A会員が 3,500 円、学生B会員が 6,500 円です。
A会員には「天気」のみ、B会員には「天気」と「気象集誌」が配布されます。支部機関誌「細水」は両方の会員に配布いたします。
- ③ 平成4年度の支部総会（平成4年6月の予定）に出席できない方は、次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。

2. 編集後記

- ① 「細水」の編集をはじめて担当させていただきました。しどろもどろしながらの編集作業でしたが、やっと発行することができ感激しています。ご協力ありがとうございました。
- 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「細水」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。
- 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
札幌管区气象台 調査課内
☎ 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、テレメータシステム、各種処理装置。

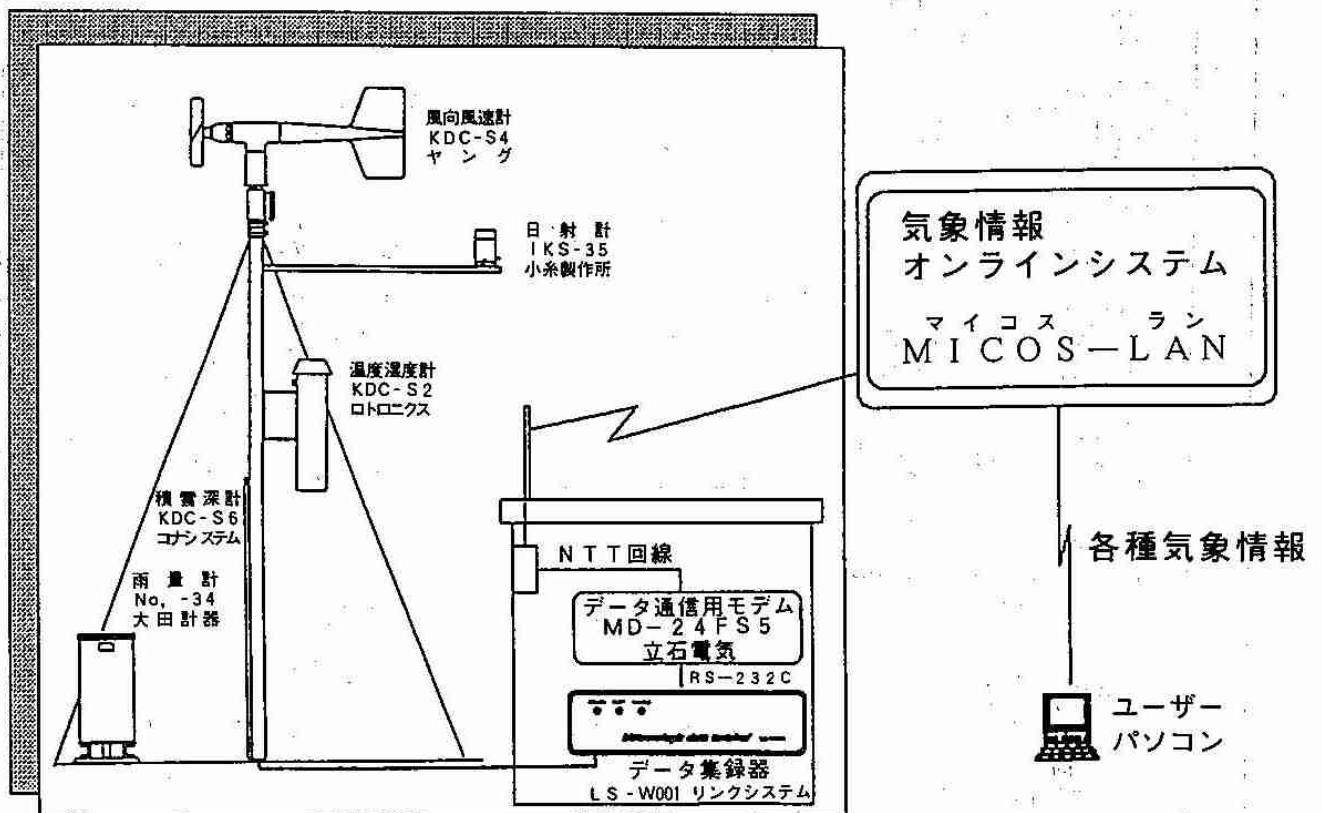
商 品 販 売 (株) 岩 崎 社員76人	機 器 設 置 及 び 保 守 点 検 岩崎メンテナンスサービス(株) 社員23人	デ ー タ 処 理 ソフト開発エンジニアリング(株) 社員12人
札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531	札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531	札幌 本社 札幌市東区北6条東2丁目 011-721-2531
東京出張所 東京都台東区東上野4-7-17 03-845-0481	札幌本社、旭川支店、 釧路出張所、網走営業所 常時在駐	
旭川支店 旭川市流通団地2条5丁目 0166-48-1125		データ処理及びソフト開発使用 設置機器
釧路出張所 釧路市双葉町17番19号 0154-23-7488		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 周波数カウンター、各テスター
帯広出張所 帯広市西3条南1丁目 0155-23-6511		納入実績
函館出張所 函館市中島町31番19号 0138-55-0108	設置作業例	流量観測データ処理ソフト 地殻変動データ処理ソフト 土壌水分データ処理ソフト 温度分布データ処理ソフト 総合気象データ処理ソフト 画像解析処理ソフト
北見出張所 北見市美芳町6丁目3番7号 0157-24-2831	設置、保守納入実績	
苫小牧出張所 苫小牧市矢代町1丁目2番地3号 0144-74-8171	水位雨量観測施設保守業務	
網走営業所 網走市緑町1番8号 0152-43-3530	総合気象観測施設設置保守 (農業、ダム、消防、公害、道路)	
室蘭営業所 室蘭市東町1番8号 0143-43-6228	ダム放流警報施設保守業務	
稚内営業所 稚内市潮見3丁目 0162-32-2608	太陽電池設置業務	
	テレメータ設置、保守	

気象データ伝送・集録システム マメダス

- ☑ マメダスは気象協会が長年にわたって蓄積した気象観測技術のノウハウを結集し、斬新でしかも安価を基本コンセプトとした気象データ伝送・集録システムです。
- ☑ マメダスは最近特に注目を浴びている農業気象・地域気象の観測を正確かつ簡単に行なうことができます。
- ☑ マメダスは総合気象観測ステーションとして風向・風速・気温・湿度・日射・日照・雨量・積雪深の各種データを集録し、電話回線（一般公衆回線）を利用してデータを遠隔地に伝送し集中管理・処理ができます。

- 特長**
- ※ 入力変換ソフトが不要
 - ☉ 1ヶ月分のデータ集録
 - ↑ 操作方法が簡単
 - Ⓢ 特別な変換器が不要

システム構成図

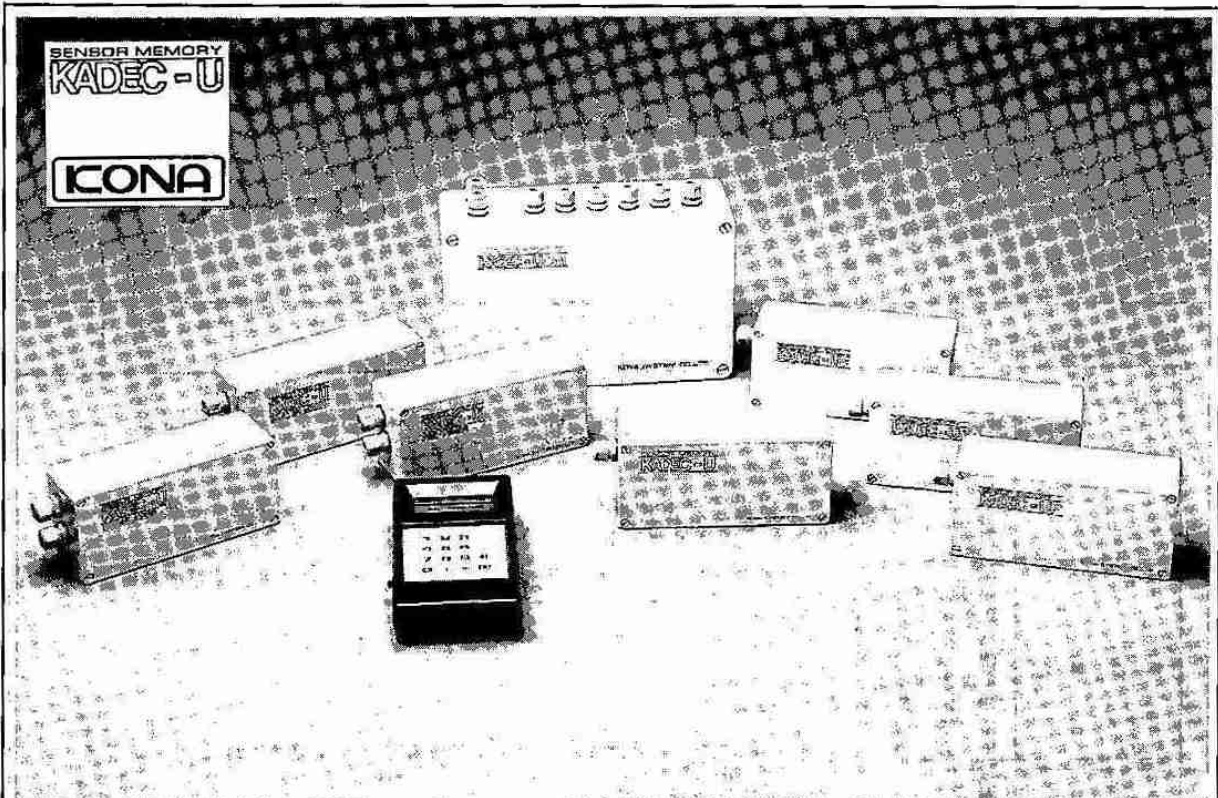


JWA (財) 日本気象協会北海道本部

〒064 札幌市中央区北4条西23丁目

☎ (代) 011-621-2456

FAX 011-611-0372



**KADEC-Uシリーズは、厳しい自然環境下
(-20℃~+80℃) 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。**

特長

1. 各種センサーと変換器を通さずにダイレクト入力
2. 全天候型(雨、雪、結露、高温、低温)長期無人観測
3. 低温から高温(-20℃~+80℃)全域での精度保証(-40℃動作環境仕様もあります)
4. 測定データは、10分インターバルで7ヵ月間記憶

全天候型測定データ記録装置

型 式	入力の種類	おもな用途
KADEC-U	温度入力	サーミスタ温度計、気温、地温、水温
	抵抗入力	風向計、フロート式水位計、蒸発量計、変位計、沈下計、積雪深計
KADEC-UV	電圧入力(瞬時値)	湿度計、水圧式水位計、PH計、気圧計、電気伝導度計
KADEC-UP	電圧入力(積算値)	日射計、光子計、照度計、風速計(積算データ)
	パルス積算入力	雨量計、風速計(風程値)、流速計、流量計、日照計
KADEC-US	ひずみ入力	ロードセル、ひずみ計、風圧計、土圧計、傾斜計、応力計
	測温抵抗入力	白金測温抵抗体(±200.00℃)

コーナシステム株式会社

□札幌営業所/〒004 札幌市厚別区厚別中央2条1丁目5-14 TEL(011)894-6333
OSビル FAX(011)894-6335
□東京営業所/〒171 東京都豊島区池袋2丁目38番12 TEL(03)3983-8297
ウエストコート21ビル FAX(03)3983-8298

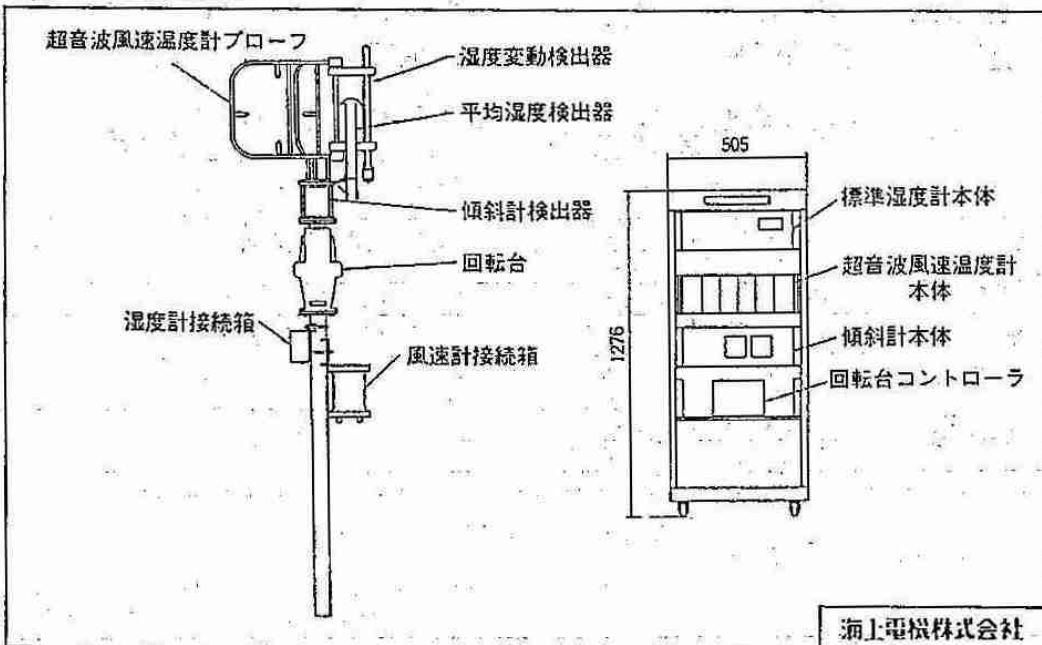


乱流気象観測システム S-4001

●仕様及び構成

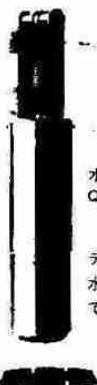
項目	仕様
風速温度測定	超音波風速温度計 DAT-300 構成 本体: DAT-300、プローブ: TR-61A、接続箱: OA-60 時刻送受切換型超音波パルス法 X, Y, W: 0~30m/s T: -10C~+40C T': ±5°C 20c/s (1) X (東西) Y (南北) W (鉛直) 成分風速 (2) T (温度) T' (変動温度) X, Y: ±10, 25, 50m/s/±1V W: ±1, 2, 5, 10m/s/±1V T: ±50C/±1V T': ±5°C/±1V
湿度測定	標準湿度計 AH-300 構成 本体、湿度変動検出器、平均湿度検出器、湿度計接続箱 赤外線吸収方式 0~50g/m ³ 10c/s 2.6l/min 薄膜容量検出方式 0~100% R.H. 約15秒 (1) H (湿度変動) (2) H (湿度強度) (3) H (平均湿度) (4) T (基準温度)
傾斜測定	傾斜計 CM-100 構成 本体: CM-100R、傾斜計検出器: IC-05D 磁気抵抗素子無接触方式 ±5deg 0.5sec以内 X, Y (水平からの二方向傾斜角度) X, Y ±5deg/±1V
回転制御	回転台 502M S A 構成 回転台コントローラ、回転台 600kg/cm 350° 500kg 65/55秒 (50/60Hz) 指示器による回転角サークル表示
電源仕様 (各機器共通)	AC 100±10V 50/60Hz -10~+40°C 70VA以下 (風速計~傾斜計使用時) 70VA (回転台使用時の追加容量)
その他	観測用ポール ラック 専用ケーブル 全長 2m 鋼管製、台座付き R O-1300型オープンラック 100m

●システム外形図



海上電機株式会社

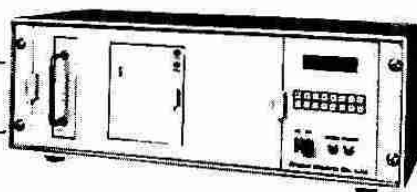
省力型自記雨量水位計



水位計測部
QWP-81型

デジタル復調器には
水位計も、同時接続
できます。

本装置は、降雨量を高精度で正確に計測するとともに、1～3ヵ月分の雨量データをメモリバックに自動メモリするものであります。メモリバックを取り出して、データ変換処理装置（パーソナルコンピュータ）に接続することによって日表、旬表、月表を集計作表できます。デジタルプリンタの組込み、テレメータ装置との接続も容易にできる高精度・省力タイプの雨量計です。又、デジタル復調器には水位計も同時接続してメモリができます。



デジタル復調器
QWP-84型



雨量計測部
QW-821A型



明星電気株式会社
Meisei Electric Co., Ltd.

札幌支店 〒060

札幌市北区北7条西2丁目6番地

TEL: 011-726-5221

本社 〒112 東京都文京区小石川2-5-7

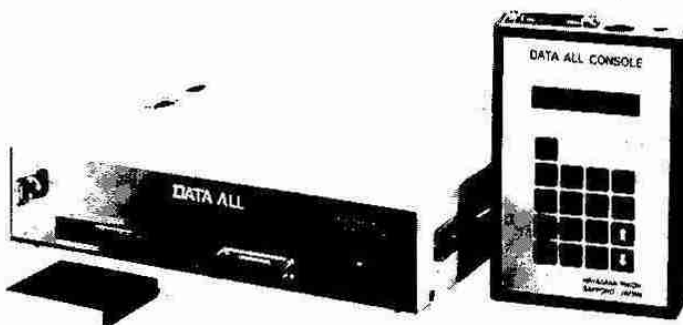
TEL: 03-814-5111(大代)

支店・営業所 東京・大阪・札幌・仙台・群馬・横浜
名古屋・神戸・広島・福岡・沖縄

DATA ALL HS-600 ■多現象記憶計

マイナス40℃の動作保証。
コンソール別体で多様なシステム構成を実現した
新世代のデータロガー。

- 電源の無い所でも長期間データ収録が出来る
- 40℃の環境下でも安定したデータが得られる
- 容易にシステムアップが可能
- 現場でのデータ回収が容易かつスピードアップ
- チェック機能の付加により更に信頼性の高いデータ収録が可能



●製造・販売元

早坂理工株式会社

〒060 札幌市東区北6条東4丁目 卸センター

☎011-721-5221 FAX011-753-0279

3
パソコンVS
1
プリンター

自動パソコン切換器 TRIPLON



< 適合機種 >

— TRIPLON PC AUTO SELECTOR —

★PC専用モデル
NEC PC-8000/8600/8000/8800/100 シリーズ
NEC PC-9800 シリーズ (XA, XL, XL2, XLを除外)
EPSON PC-286/386 シリーズ

— TRIPLON FM AUTO SELECTOR —

★FM対応モデル
FUJITSU FM-8/7/77/11/16/R/TOWNS シリーズ
Panasonic Panacom M シリーズ
NEC PC-98 XA/XL/XL2/RL シリーズ
SHARP MZ/X1/X68000 シリーズ

★IBM対応モデル
IBM PC XT/AT PS/2 シリーズ
日本IBM PS/55 シリーズ
TOSHIBA J-3100/3300 シリーズ
各社 AXパソコン

★NS200対応モデル
NEC N5200 シリーズ

販売価格
¥41,800

特長

- コンパクトで、経済的です。
- オペレータの手を省きます。
- 接続は簡単ワンタッチ。
- 出力中のチャンネルをランプ表示。
- 自動切換えです。

トリプロン・ピーシー・オート・セレクターは、コンパクト設計ですから、場所を選ばず、1台のプリンターまたはプロッタを3台のパソコンで共用できます。省スペースで、経済性も高い働きです。

自動的に切換えてくれるから、面倒なスイッチ操作が不要。オペレータの操作の手を省きます。切換器を意識しないでプリンターを共同使用できます。

トリプロン・ピーシー・オート・セレクターとプリンターの接続は簡単です。別売のオプション、プリンター接続ケーブル(CPRS-15・CPRS-30・CPRS-50)で、パチンとワンタッチ接続。

パソコンからの出力命令を瞬時に察知して、自動的に接続状態にします。チャンネルセレクト表示ランプは、出力中のチャンネルのみ点灯し表示します。

複数台のパソコンから出力命令がなされている場合には、命令順の早いパソコンから接続状態となります。前のパソコンから10秒以上データが来ないと、自動的に次のパソコンに切換わります。

- ◆本体には接続ケーブルは付属していません。必要に応じて別途注文してください。
 - ◆PC用CPRS-15/30/50/70 ¥5,400～ ・FM用FPRS-15/30/50/70 ¥5,700～ ・その他IBM用もあります。
 - ◆特別仕様のプリンターケーブル、RS-232Cインターフェースケーブルなども注文に応じ製作します。
- (本広告に記載の価格には消費税は含まれておりません。)



株式会社 システム工房

〒001 札幌市北区北21条西4丁目 小住ビル2F
TEL (011)747-0045代・FAX (011)747-4617

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)

- 青函トンネル列車火災検知装置 (68000 VME-BUS、高速計測・通信)
- 中国向架線検測システム (68000 VME-BUS、複合CPU・計測)
- 定山溪ダム堤体観測・伝送システム (FA/パソコン、計測・通信)
- 歩行解析システム (床反力計の計測とその解析)
- 雪崩発生予測装置 (気象観測データ集録・予測システム)
- 旭川東光大橋 (斜張橋) 計測・施工管理システム (計測、解析)
- 車載型衝突試験計測装置開発 (高速A/D変換、大容量メモリ)



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

Phone (011) 747-6555 (代表)

Fax (011) 747-6388

東京事務所 Phone (0424) 83-3677

海洋気象衛星「ノア」HRPT (AVHRR) 直接受信システム

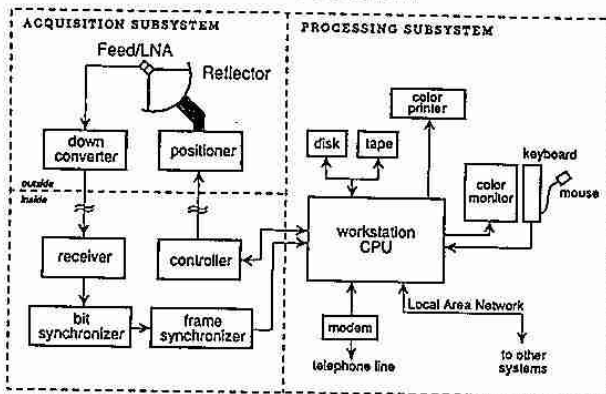
この度、米国シースペース社と販売協力提携を同社製テラスキャンシステムの販売をすることになり、ご案内申し上げます。
テラスキャンシステム (Tera Scan System) は、ノアHRPT画像 (分解能1.1km)、大気観測センサー (TOVS/HIRS・MSU・SSU) のデータを受信、解析処理するシステムであり、シースペース社の豊富な経験と実績を基に開発された製品で、コストパフォーマンスに優れたシステムであります。

このシステムは、米国スクリップス海洋研究所、南極マク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-VISSR受信システムの販売も近日中に行う予定でございます。

ノア HRRT (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-VISSR 受信システム (近B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)
マイクロデータローガー

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



NHE 日本船用エレクトロニクス株式会社

〒221 横浜市神奈川区東神奈川2-41-1 (洋光ビル)
TEL (045)453-6911(代) TLX J3823778, OKEYU 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 八戸市大字坂町字日ノ出町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 呉市湊路町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



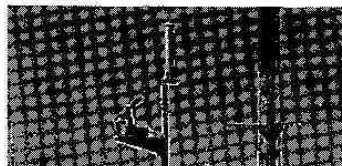
電子風向風速計 IRDAM 3056 シリーズ 国際特許出願中

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。

性能・仕様

- ▶測定機能 風速・風向・気温・気圧
- ▶動作環境 -40~60°C
- ▶寸法・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	600~1100mbr	±5mbr

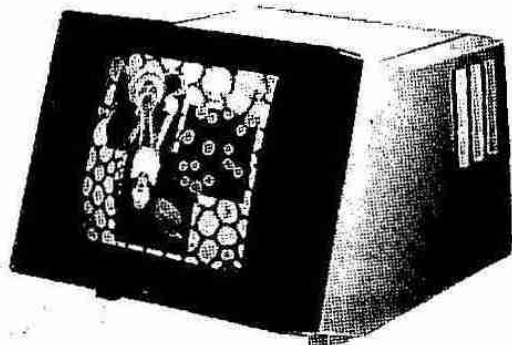
▶補正機能 標準状態(1013.25mbr・15°C)として測定時の気圧・気温から風速値の補正を行います。

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

イメージプロセッサ

nexus 6800



速さをきわめたパイプライン型イメージプロセッサ搭載
 カラー濃淡画像の入力・再生をリアルタイム処理
 2値画像・高速ラベリング処理も完全サポート
 DC~20MHzの広範囲の映像信号に対応
 イメージによるデータベースを実現
 様々な入出力装置と組合せ可能
 パソコンから大型まで柔軟対応

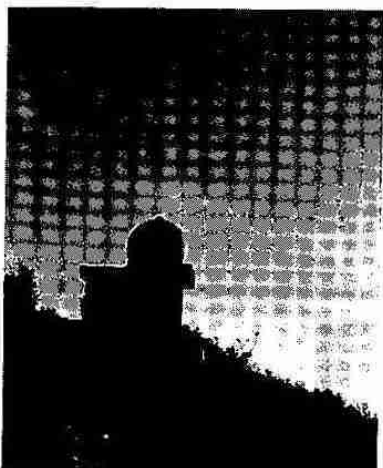
nexus inc.

株北海道クリアパルス

〒011 札幌市北区北28条西14丁目842番13

☎ (011) 746-8235番

FAX (011) 728-4141番



気象観測に貢献する

JRC 日本無線株式会社

営業品目

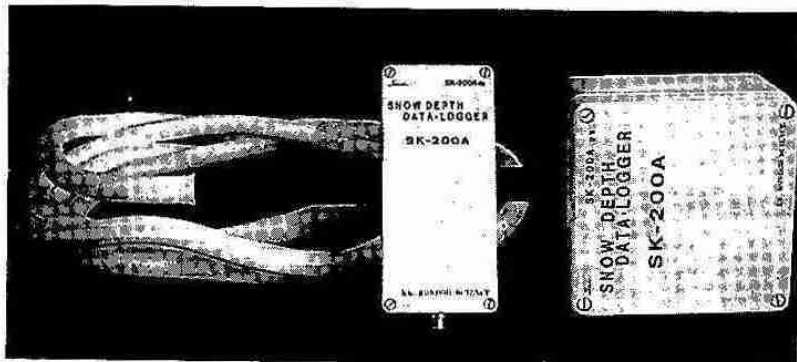
気象用レーダー 気象衛星受画装置
 雨量・水位テレメーター 気象FAX

本社事務所 〒107 東京都港区赤坂2丁目17番22号 赤坂ツインタワー本館 ☎ (03) 584-8750
 FAX (03) 584-5420

札幌営業所 〒060 札幌市中央区北3条西7丁目 北海道水産ビル ☎ (011) 261-8321 (代表)
 FAX (011) 261-3879

SNOW DEPTH DATA-LOGGER

“NEW” 積雪深自動計測装置 SK-200Aシリーズ



商用電源の無い地域において
 長期間にわたり積雪深を計測
 しデータ収録。
 記録紙を使用しないロガー方
 式のためRS-232Cを介
 し直接パソコンにてデータ処
 理が行えます。
 検出部とロガー部は分離して
 いるのでデータの回収も容易
 に行えます。

■ 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2-12 TEL 011-521-6132

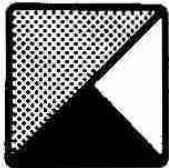


建設業許可(電気通信)般一石2725
無線有線通信設備設計・施工
松下通信工業株式会社代行店

東邦通信株式会社

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

北海道知事許可(石第2633)電気通信工事業・機械器具設置業



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 ☎(011)261-0101 FAX 231-1233

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



協業
組合

高速印刷センター

KOUSOKU PRINTING CENTER

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

2Jo, 5Choume, Akebono, Teineku, Sapporo
Tel: 683-2231, Fax: 682-1325

支部研究発表会原稿作成要領

原稿の作成は、次の各項による。

(1) 原稿用紙

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

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

(2) 原稿の記入

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

原稿は1編を原稿用紙2枚に書き、なるべく余白をださないよう留意すること。

文字・図表などはすべて黒インクで明確に記入する。(ボールペンは不可)

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

(3) 図 表

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

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

図表には表題と説明文も付加する。

(4) 提 出 先

原稿は必ず研究発表会当日会場へ持参し、支部事務局員へ提出する。

原稿に使った図や写真の返却を必要とする場合は、その旨お伝え下さい。

— 細 氷 №.37 —

平成3年9月25日 印刷

平成3年9月30日 発行

編 集 行 日本気象学会北海道支部

編集委員 松 田 一

〒060 札幌市中央区北2条西18丁目

札幌管区気象台調査課内

Tel (011)611-6121内線415

印刷所 高 速 印 刷 セ ン タ ー

札幌市手稲区曙2条5丁目

Tel 683-2231