

—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。

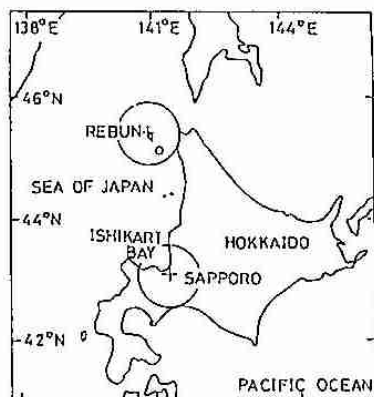


図1. 礼文島周辺の地図。レーダーの観測範囲は60km。

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

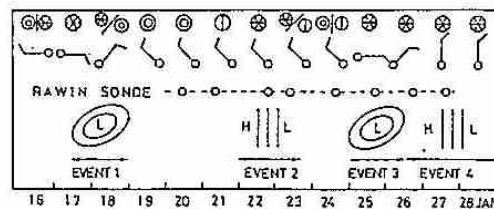


図2. 観測概要。1991年1月16日から28日の天気、代表的風向及び気圧パターンを示す。EVENT 1, 3は観測点南方に低気圧があり、EVENT 2, 4は等圧線が南北に立った冬の気圧配置であった。

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V.A.D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.

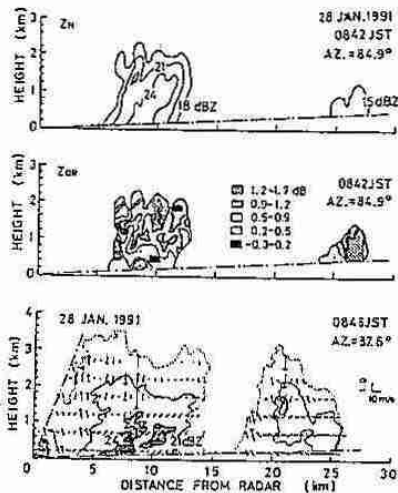


図4. 図3の(A)方向の(a) Z_H と(b) Z_{DR} の鉛直断面図。(c)は図1の(B)方向の鉛直断面図。各図の一点鎖線以下の低仰角部分は海面反射の影響があるので省略した。

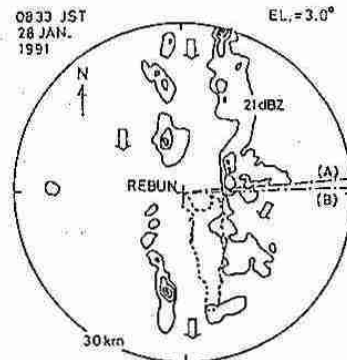


図3. 1月28日8時33分の仰角3°のPP1, 18dBZから2dBZ間隔の実線でレーダー反射因子を表す。矢印はドップラー速度成分分布から推定された風向を示す。

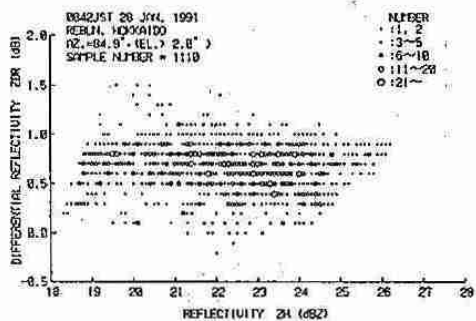


図5. 図4の仰角2度の部分の Z_H と Z_{DR} の関係。

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。

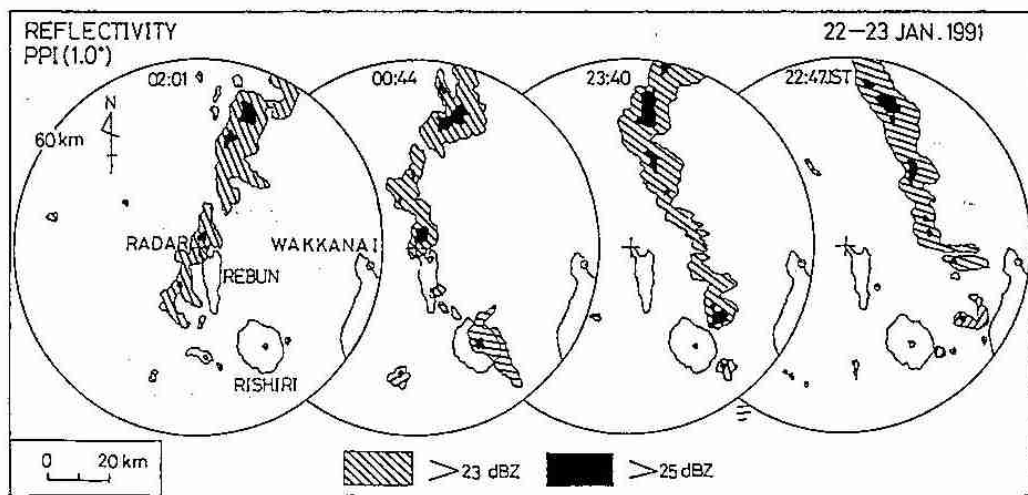


図1 1月22・23日の仰角 1° のPPIにおける反射強度の時間変化。

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。

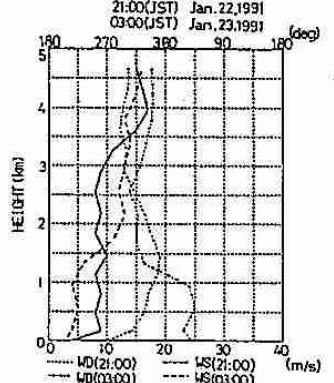
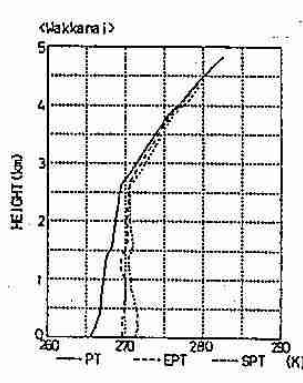
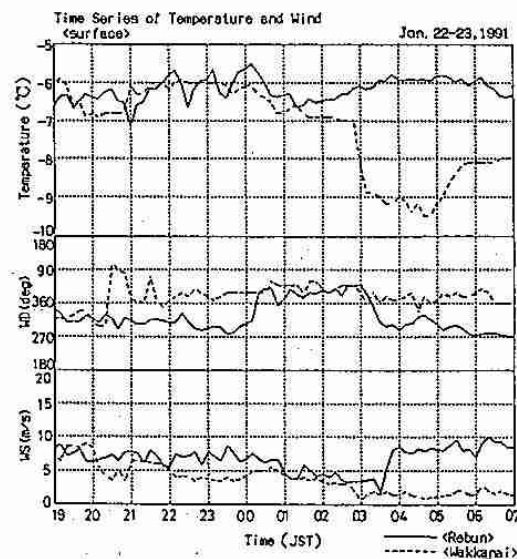
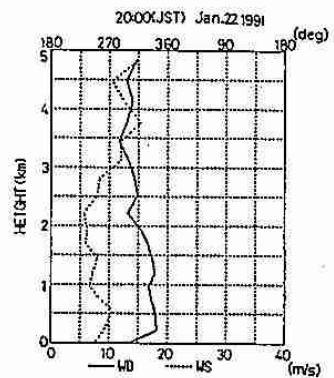
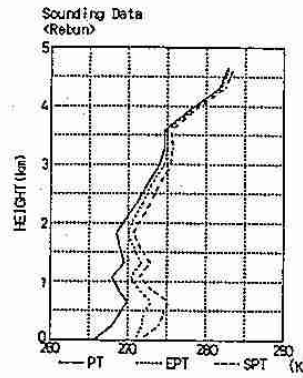
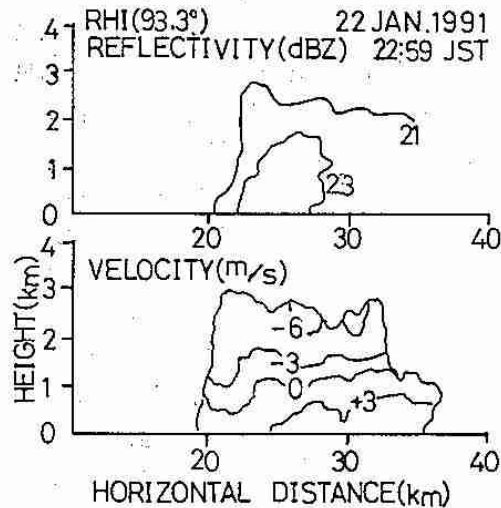


図2(左上) 1月22日22時59分の方位角93.3°のRHIにおける反射強度とドップラー速度。下図において速度の正符号はレーダーに近づく成分、負符号はレーダーから遠ざかる成分。

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

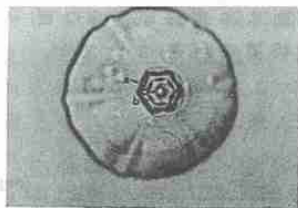
志尾 弥 (道教大・岩見沢)

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。

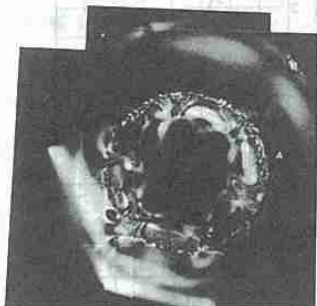
第1図は人工太陽柱である。観察は主にこのような条件下で行なわれた。第2図は-3.2℃で採集された円板状結晶、第3図は-3.5℃での円板状結晶、円板部分2層に成っている。第4図はスライドガラス板上の氷粒から成長した雪結晶である。氷粒→星状→角板→円板状の変形過程を読みとることができる。第5図は日の出以後に採集した結晶である。中心部の円板部分は年輪模様である。第6図は水中で成長した円板状と針状結晶である。第7図は楕円形の円板状結晶から扇形結晶が成長したものである。中央部は第6図に類似している。第8図は星状雪結晶が退化しながらその尖から樹枝結晶が成長した例である。この結果から雪結晶の表面で焼結現象が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。



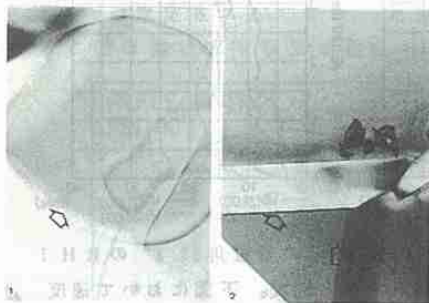
第1図 人工太陽柱



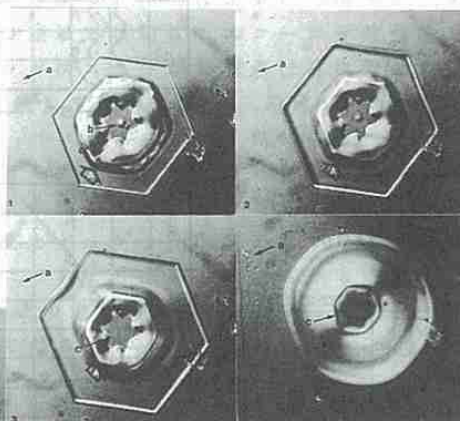
第2図 円板状結晶



第3図 円板状結晶



第4図 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

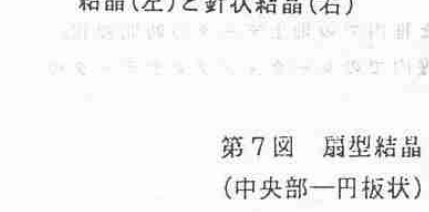


第5図 1. 雲粒 (b) から成長した星状結晶。円板状結晶 (A) 角板結晶 2. 円板状部分が角板に成る 3. 中心の氷粒が (b) 消える 4. 角板が円板に、星状が角板に変形

200μ 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。



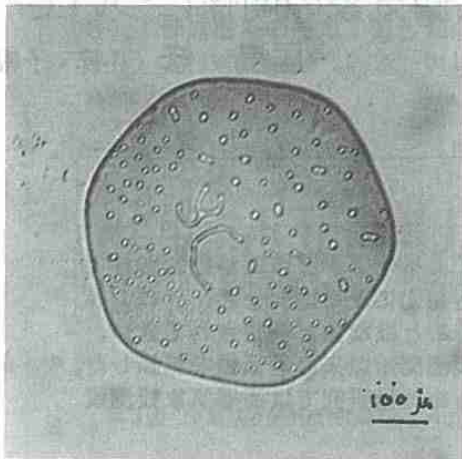
第6図 角板結晶 (中央部—円板状)



第7図 扇型結晶 (中央部—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

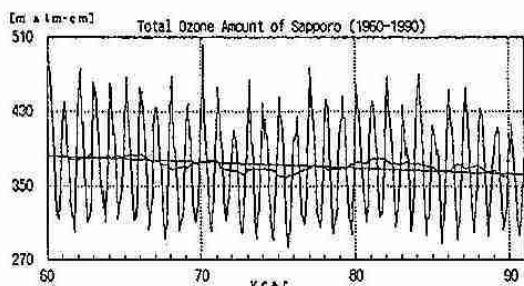
(日射の影響を避ける為21時のデータを使用)

・AEROLOGICAL DATA OF JAPAN SPECIAL VOLUME(OZONE)

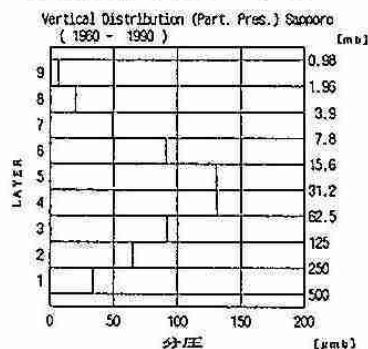
3. 解析方法

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



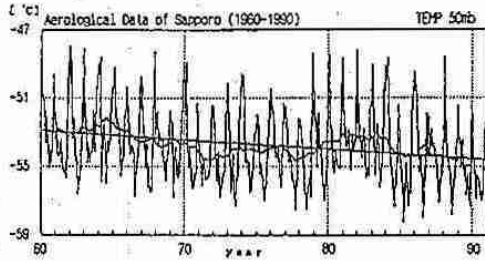
第2図 オゾン鉛直分布の過去30年の平均値

4. 解析結果

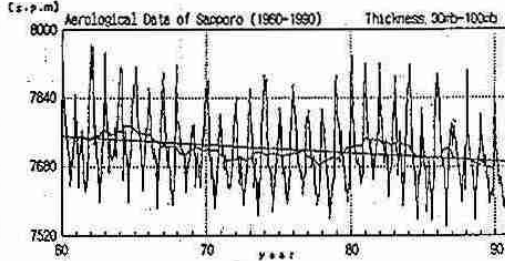
各要素の経年変化

- 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

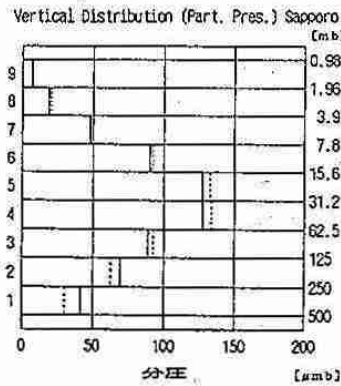
Total Ozone - 100 to 30mb Thickness												
Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
r	.53	.47	.54	.71	.60	.78	.60	.88	.84	.50	.54	.71

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

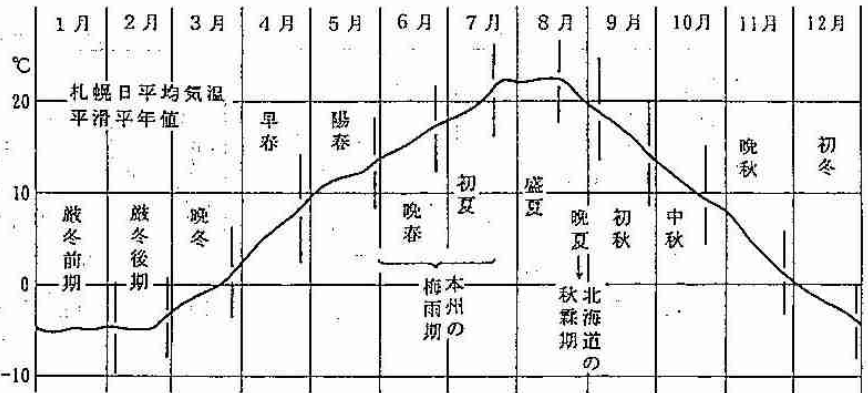


図1 北海道の季節ステージの細分図

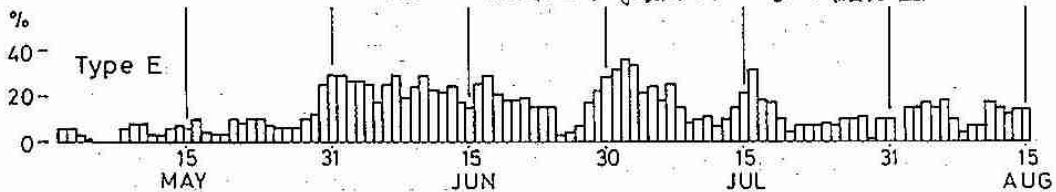


図2 E型オホーツク海高気圧の日別出現率(1950~1985年)

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。

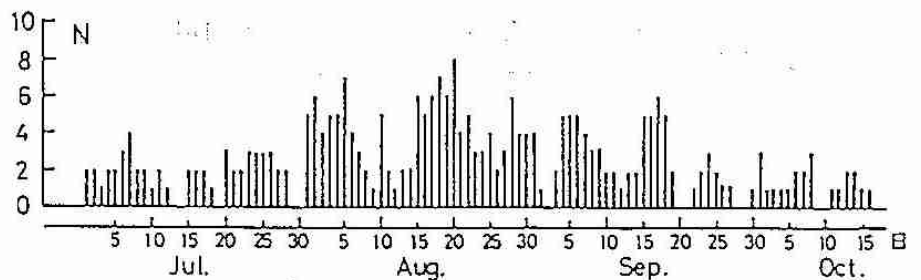
晩冬から春季は環流場の特性から特徴的指標が得られず、晩春から話を進めることにする。図2は典型的梅雨型気圧配置の時に出現するE型オホーツク海高気圧の日別頻度である。その頻度の特性から、5月末に晩春の入り(本州南岸沖の梅雨前線の停滞の始まり)、6月下旬半ばの極小の境に初夏の入り(東北地方南部梅雨本格化)、7月中旬末の極小が梅雨明けに対応しての盛夏の始まりとみた。

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異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。



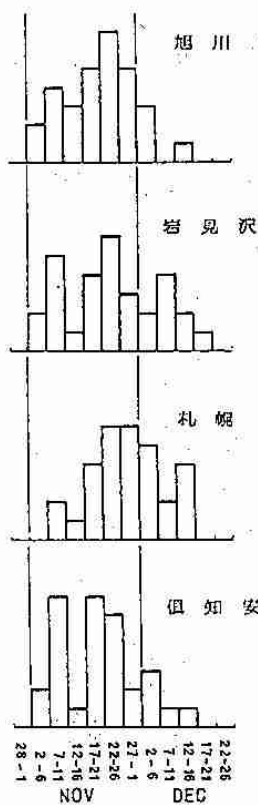


図4 北海道西部の長期積雪初日の半旬別頻度(1951~1980)

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)

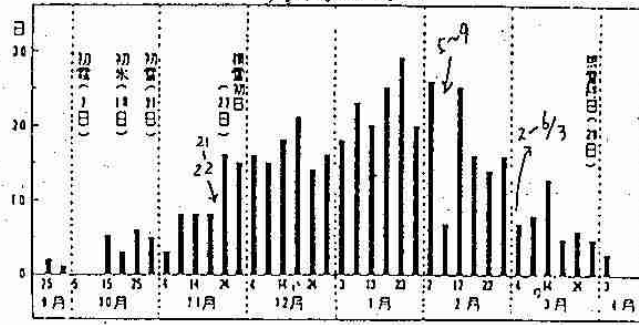
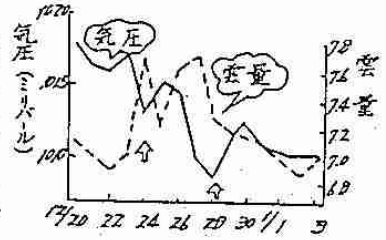


図6 西高東低の冬型気圧配置の半旬別日数(1956~1965年の10年間) 李 蔚現象は札幌の平年値(吉野正敏による)

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、いづれも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未だ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がうかがえる。

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、厳冬期はこの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、早春の始まりも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おさ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、暑寒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暑寒別岳および手稲山・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 μ - f 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 μ - f 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 μ - f 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。

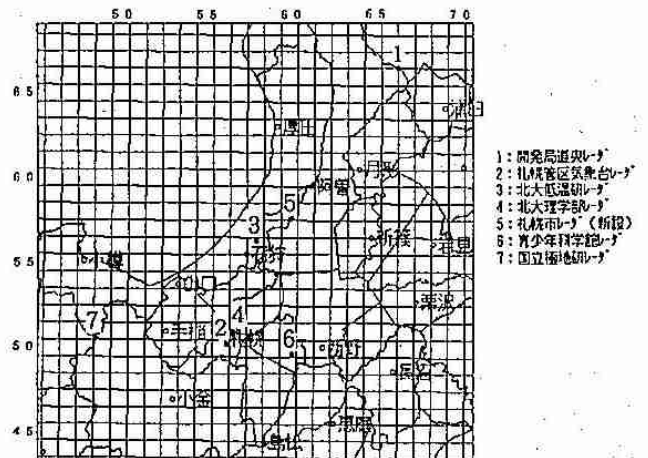
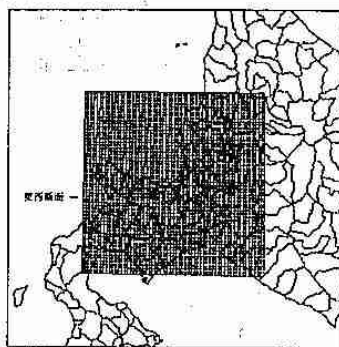


図-1 札幌圏におけるレーダ設置位置

表-1 レーダ管轄機関および利用目的

主管機関	設置目的	設置場所	運用状況
北海道開発局	石狩川流域の	札幌市山	観測開始 平成12年
石狩川開発建設局	防災・水管理		7月 観測
札幌市気象台	気象予報業務	札幌市街	観測開始 2000~2000年
札幌市	防災業務	札幌市街	観測開始 2000 (271)
札幌市	防災業務	東区北山町	運用中
北海道大学	防災業務	北大南内	観測開始 2000
防災科学研究所	防災業務	札幌市街	観測開始 2000
北海道大学	防災業務	北大南内	運用中 2000
理学部	防災業務		
国立防災研究所	防災業務	札幌市街	観測開始 2000
(北大)	防災業務		



- 道央レーダ3km直交断面
仰角: 0.4°
- 1: 開発局道央レーダ
 - 2: 札幌管区気象台レーダ
 - 3: 北大低温レーダ
 - 4: 北大理学部レーダ
 - 5: 札幌市レーダ (新設)
 - 6: 青少年科学館レーダ
 - 7: 国立極地観測レーダ

図-2 レーダビーム東西断面マップ位置

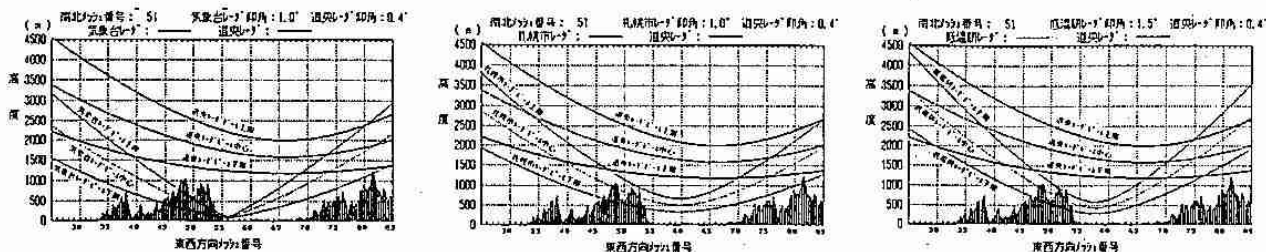


図-3 レーダビーム通過高度比較

- (a) 道央レーダ: 札幌管区気象台レーダ (b) 道央レーダ: 札幌市レーダ (新設) (c) 道央レーダ: 低温研レーダ

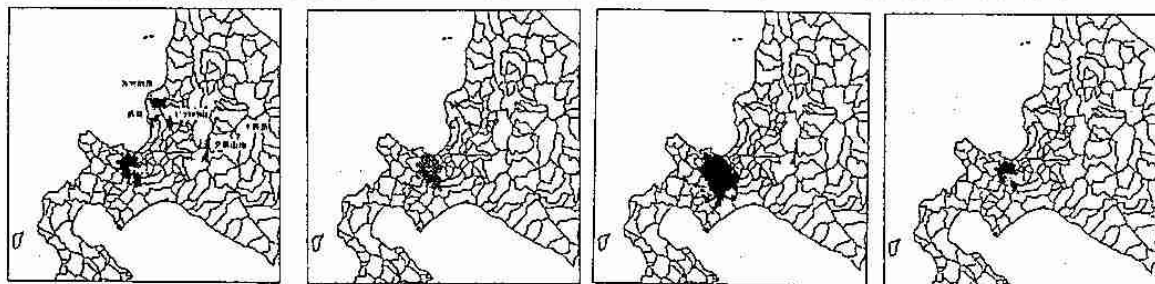


図-4 グランドクラッター出現領域 ground cluster

- (a) 札幌市レーダ (新設) (b) 開発局道央レーダ (c) 札幌レーダ (d) 低温研レーダ

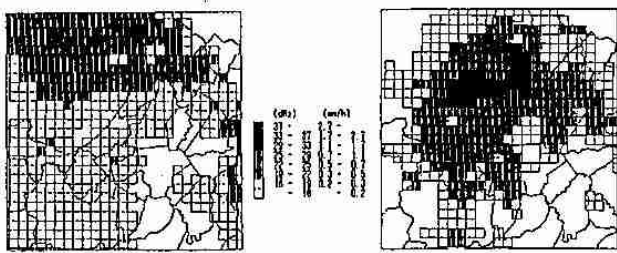


図-5 降雨分布比較 (a) 道央レーダ 1989年10月17日14時20分

(b) 低温研レーダ

表-2 レーダビーム高度差別レーダ反射因子強度統計 1989年10月17日14時15分~20分

レーダビーム高度差	道央レーダ		低温研レーダ	
	平均値 dBz (mm/h)	標準偏差	平均値 dBz (mm/h)	標準偏差
500m以内	10.75 (0.8)	5.94	10.11 (0.8)	4.49
500 ~ 1000m	10.04 (0.8)	6.07	11.16 (0.8)	10.9
1000 ~	14.47 (0.8)	3.48	21.19 (0.8)	7.42

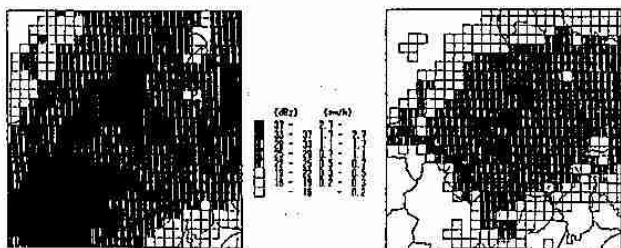


図-6 降雨分布比較 (a) 道央レーダ 1990年8月11日3時00分

(b) 低温研レーダ

表-3 レーダビーム高度差別レーダ反射因子強度統計 1990年8月11日2時24分~3時32分

レーダビーム高度差	道央レーダ		低温研レーダ	
	平均値 dBz (mm/h)	標準偏差	平均値 dBz (mm/h)	標準偏差
500m以内	27.75 (2.1)	7.05	20.56 (0.8)	5.95
500 ~ 1000m	27.35 (2.0)	6.86	21.71 (0.8)	7.20
1000 ~	22.85 (1.4)	4.00	28.52 (2.4)	5.69
対象全領域	28.39 (2.5)	6.75	25.50 (1.5)	7.11

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、そのためのグローバル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、グローバル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加している。
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グローバル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 $\{e_t; t=1, 2, \dots\}$

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。

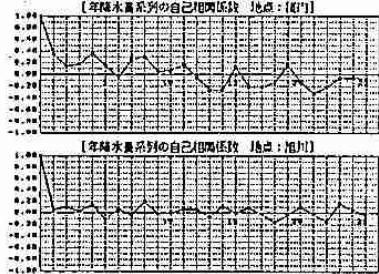


図-1 年降水量時系列の自己相関関数(稚内・旭川)

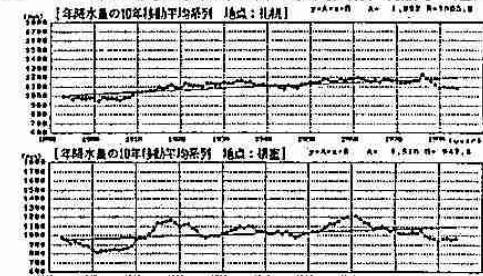


図-2 年降水量の10年移動平均系列(札幌・根室)

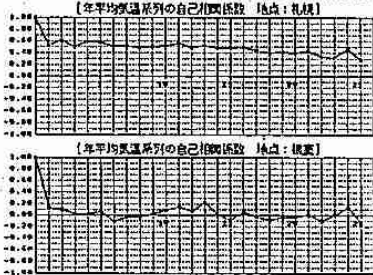


図-3 年平均気温の自己相関関数(札幌・根室)

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)

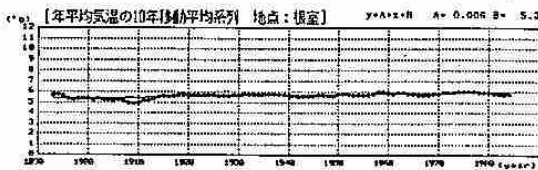
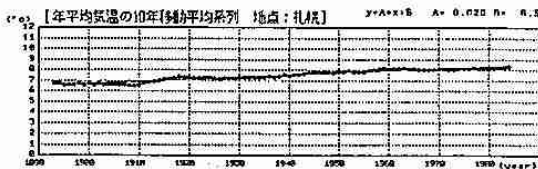


図-4 年平均気温の10年移動平均系列(札幌・根室)

表-2 月降水量の最適ARIMAモデル

(a) (0,0,1)×(0,1,1)₁₂
 $\nabla_{12} z_t - \mu = (1+\theta_1 B)(1+\theta_2 B_{12})a_t$

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	

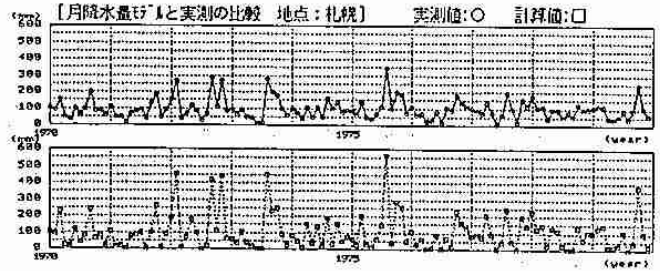


図-5 月降水量最適ARIMAモデル計算値(下)と実測(上)

表-3 年降水量の最適ARIMAモデル

(a) (0,1,1)×(1,1,1)₁₂
 $\nabla z_t - \mu = (1+\theta_1 B)a_t$

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	-0.7978E+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		

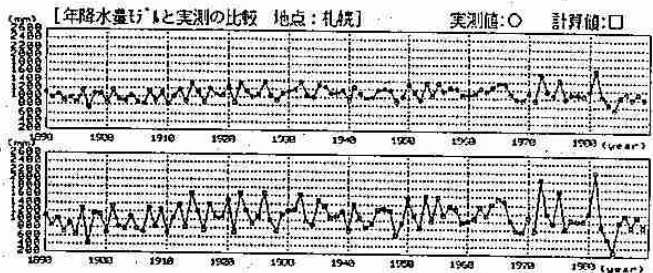


図-6 年降水量最適ARIMAモデル計算値(下)と実測(上)

(月降水量×(0,0,1)×(0,1,1)₁₂による将来予測 地点:札幌)

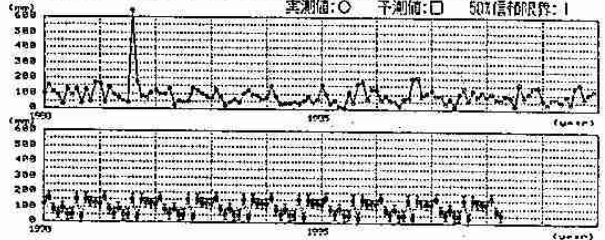


図-7 月降水量最適ARIMAモデルによる降水量将来予測

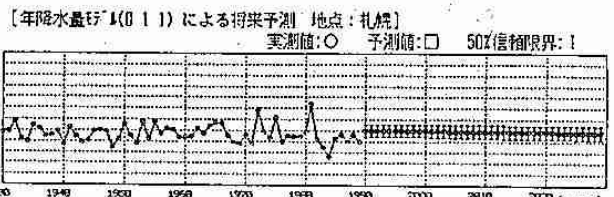


図-8 年降水量最適ARIMAモデルによる降水量将来予測

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.

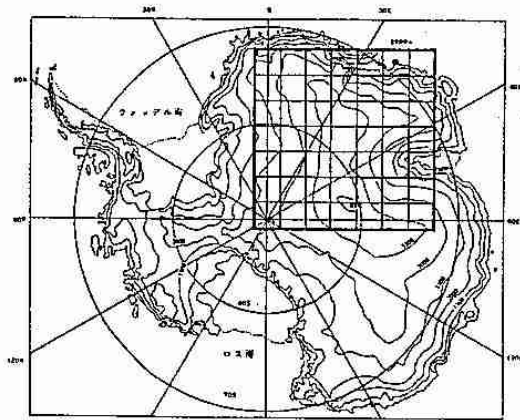


図1 観測を行った場所。国立極地研究所（1983）から転写。

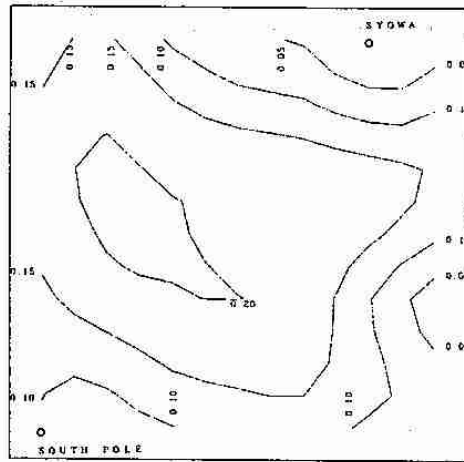


図2 観測に関する主成分分析の固有ベクトル（第1主成分）。
右上の数字は異常値と基準値の差。

0.18
0.18

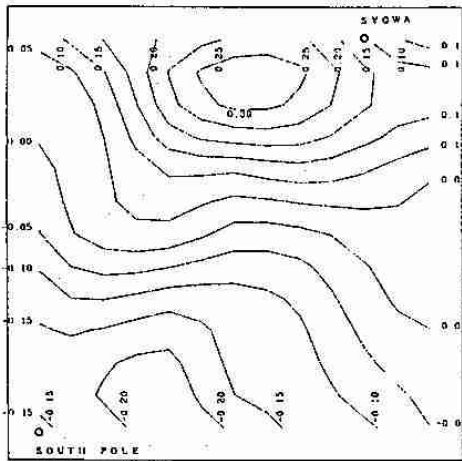


図3 観測に関する主成分分析の固有ベクトル（第3主成分）。
右上の数字は異常値と基準値の差。

0.09
0.30

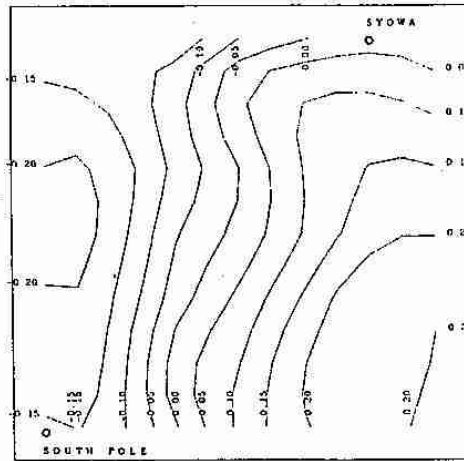


図4 観測に関する主成分分析の固有ベクトル（第2主成分）。
右上の数字は異常値と基準値の差。

0.12
0.30

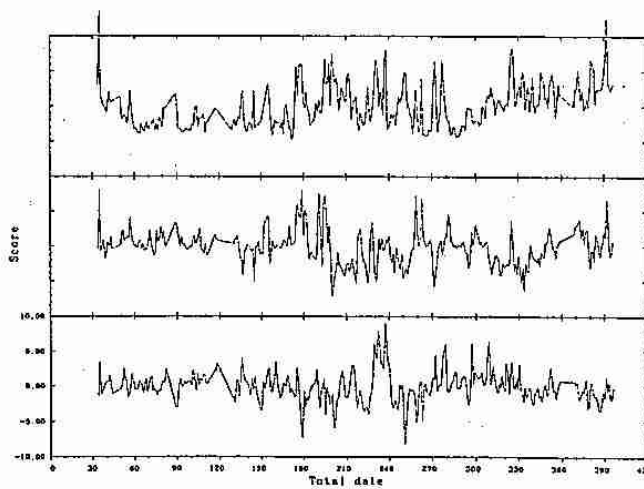


図5 観測に関する主成分分析の主成分得点（上から第1～3主成分）。

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。

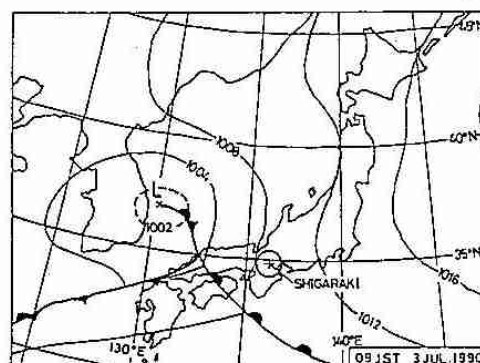


図1 1990年7月3日09時の地上天気図。+印はレーダーサイトの位置、円内が観測範囲

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。

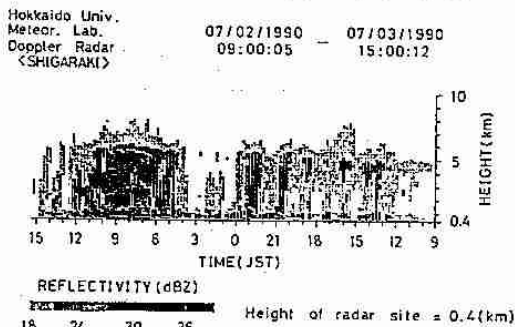


図2 7月2日09時～3日15時のPPIの1周平均反射強度の鉛直分布の時系列

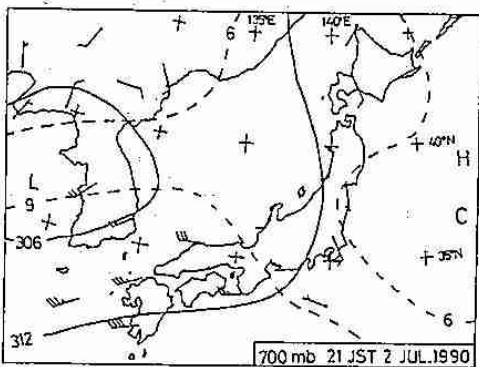


図4 1990年7月2日21時の700mbの高層天気図

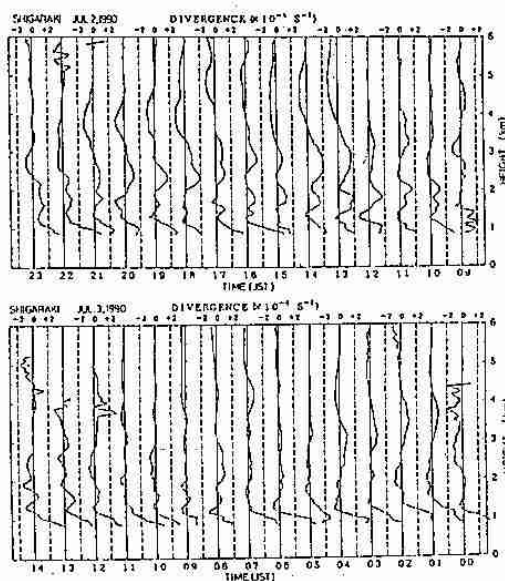


図5 7月2日09時～3日14時の2仰角VAD法(仰角 $14.9^\circ, 9.0^\circ$)による水平発散量の鉛直分布の時間変化。

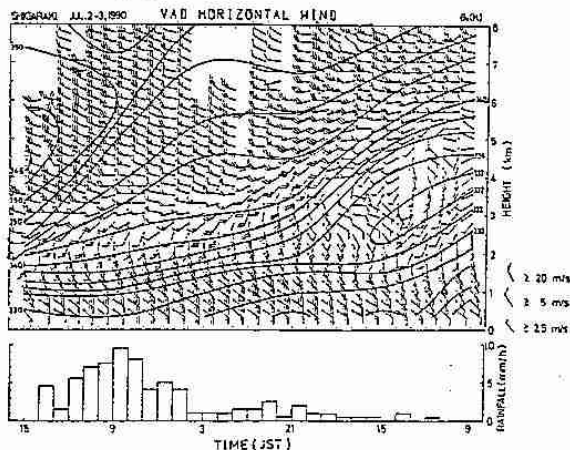


図3 7月2日09時～3日15時のVAD法による水平風の鉛直分布と信楽における時間雨量の時系列、及び相当温位の鉛直時間断面

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

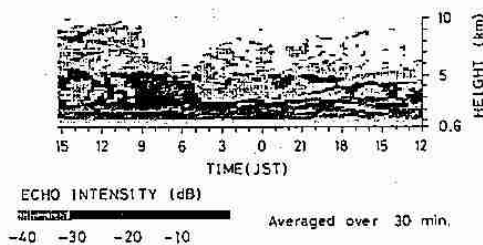


図6 7月2日12時～3日15時のMUレーダーの反射強度の鉛直分布の時系列。

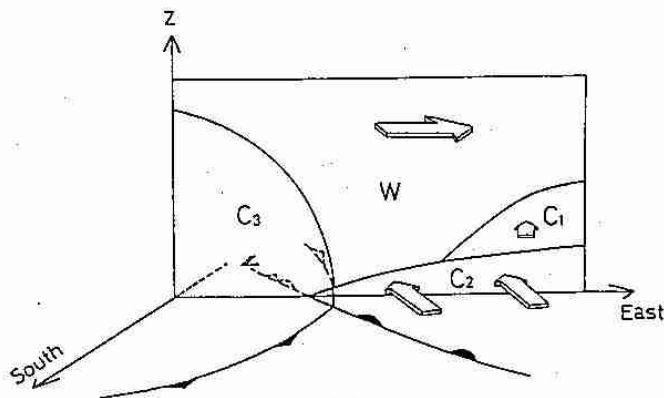


図7 今回の事例の概念図

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)

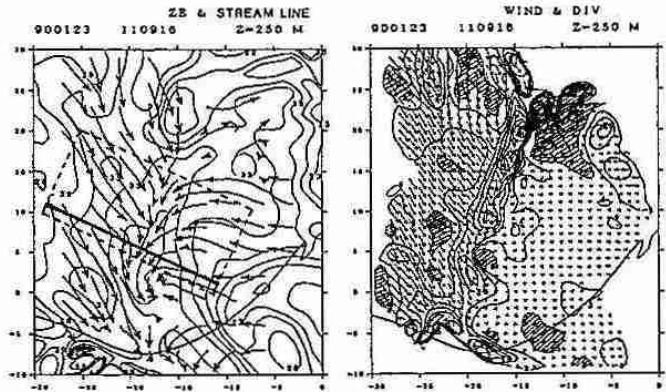
城岡竜一・上田 博 (北大・理)

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。

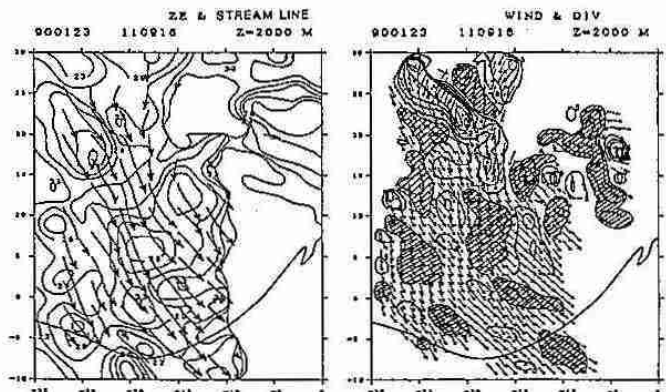
2. 解析結果

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

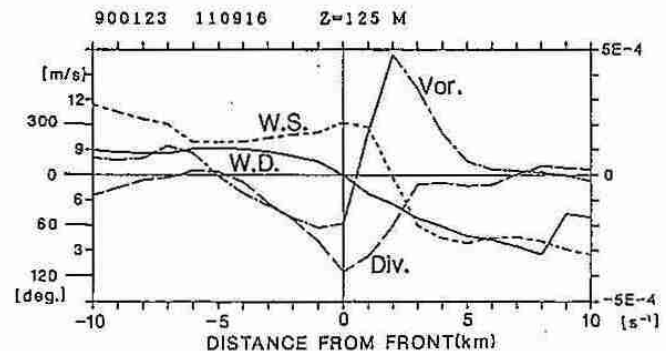
(b) 高度250mにおける水平発散と風ベクトル。 $5 \times 10^{-5} [s^{-1}]$ 以上の発散域に影をつけた。



(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



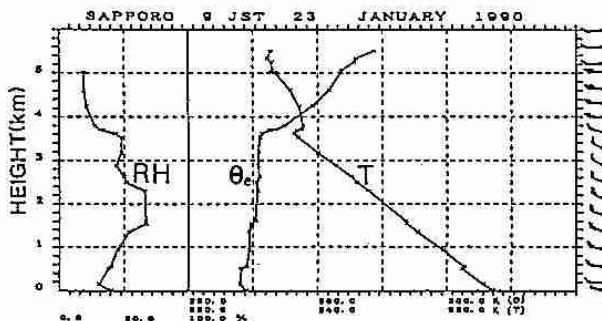
第2図 高度125mにおけるシアフロント前後の風向・風速・水平発散・渦度の変化、それぞれの値は第1図aに点線わくで示した範囲で平均した。

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。

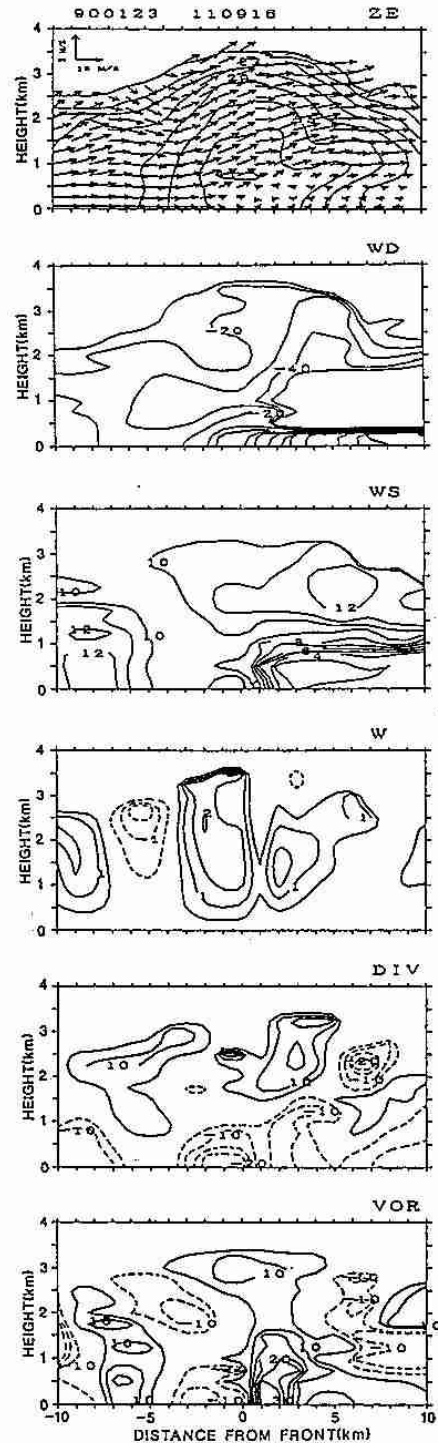
次に鉛直構造について述べる。陸風側に位置する札幌管区気象台のゾンデ観測の結果(第3図)からは、エコー頂高度とほぼ一致する逆転層が高度3.6kmにあり、その下では相当温位がほぼ一定の混合層が発達していることが分かる。また、高度0.5kmと1.5kmにも弱い逆転層が存在する。最も湿潤な層は高度1.5kmより上であり、それより下層では比較的乾いていることが分かる。第4図に示した風向と風速の鉛直断面を見ると、高度0.5km以下は東風成分のある弱風層で、これが陸風に相当する。高度0.5kmから1.5kmの層は風速の変化するシア層であるが、風向はほぼ北西でありほとんど変化していない。水平収束はフロントで最大となっているが、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

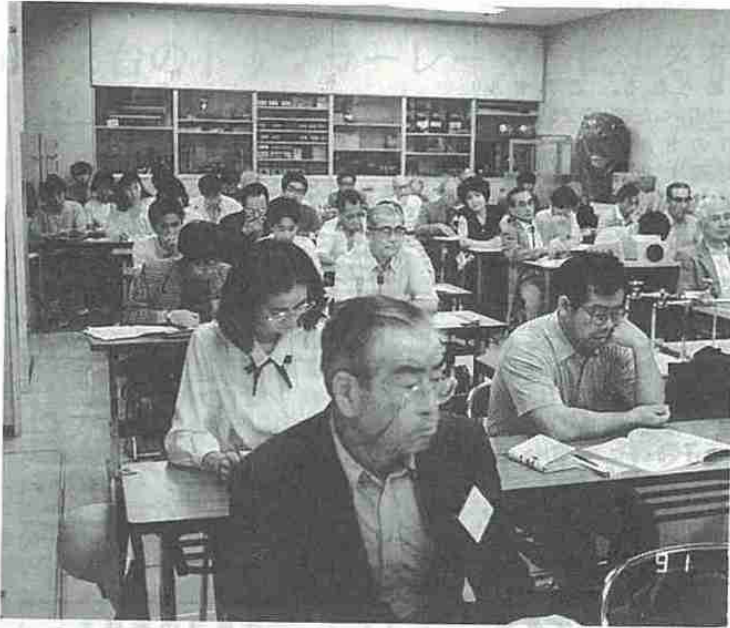
風向や水平発散、渦度のパターンの違いとゾンデ観測の結果から、高度1.5km、すなわちシア層と強風層の境を上下にして、気塊の性質が異なることが示唆された(フロントの西側にある季節風は強風層と同じ気塊であると考えられる)。陸風の上をはい上がるアンビルは、この高度1.5kmの逆転層で押さえられている。このアンビルは地上に降雪をもたらすことはないが、その下層が乾いていることから、落下する降雪粒子の蒸発冷却により陸風と季節風の温度差をさらに大きくして、フロントを強化する役割を担っていると考えられる。そして、フロントで生じる上昇流により形成される対流雲が、高度3.6kmの逆転層まで発達し、地上に多量の降雪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



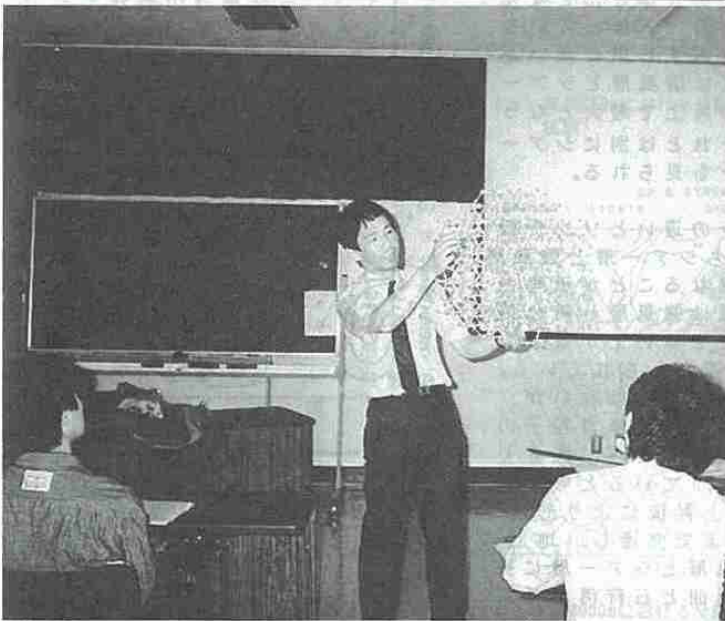
第4図 シアーフロントに直交する鉛直断面、切断線は第1図aに太線で示した。



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