

昭和61年度第2回支部研究発表要旨

日時：昭和61年11月14日(金) 13時～17時

場所：札幌管区气象台会議室

1. 大気イオンスペクトラムと放射性イオンスペクトラムの同時測定法について(I)
 室工大・工 ○望月 定……………74
 沖野 典夫
2. 発表取消
3. カナダ北部における低温型雪結晶及びエアロゾルの観測(I)
 ー雪結晶中の核物質のSEM-EDX解析ー 北教大・旭川 ○桜井 兼市……………76
 秋田大 梶川 正弘
 北大・理 菊地 勝弘
4. GMSから見た日本海北部の冬季の雲の特徴
 北大・環境研 ○疋田 尚志……………78
 北大・理 菊地 勝弘
 遊馬 芳雄
 気象衛星センター 元木 敏博
5. 石狩地方の局地風三次元モデル
 札幌・予報課 ○佐々木秀孝……………80
 札幌・調査課 出口 悟
6. 気象衛星からみた北海道西岸帯状収束雲
 ー流氷との関係ー 北大・低温研 ○立花 義裕……………82
 遠藤 辰雄
 若浜 五郎
7. オホーツク海高気圧による下層寒気の生成機構
 札幌・調査課 大川 隆……………84
8. レーダーエコーの進入方向別に見た札幌市内域の降雪特性とエコーの
 出現頻度特性 北大・理 ○遊馬 芳雄……………86
 菊地 勝弘
9. 石狩平野における降雪時の陸風の構造
 北大・低温研 ○坪木 和久……………88
 藤吉 康志
 若浜 五郎
10. 1983年2月26日に札幌全域に降った大雪に関する事例解析 ーその2ー
 北大・低温研 ○遠藤 辰雄……………90
 若浜 五郎

大気イオンスペクトラムと放射性イオンスペクトラムの同時測定法について (I)

望月 定、沖野典夫 (室蘭工大・工学部)

屋内空気中のラドンとその娘核種の挙動特性を把握することを目的として、大気電気学的手法と放射線計測学的手法による大気イオンスペクトロメータとシリコン半導体放射線検出器によるα線計測装置を組み合わせて、大気イオン、放射性イオン 2つのスペクトラムを同一試料から同時に得る方法を開発中である。

大気イオンスペクトラム測定原理図を図 1に示した。スペクトロメータの各部ディメンション、流量、印加電圧および易動度範囲を表 1に示した。図からわかるように、スペクトロメータは二次微分型であり、放射性イオンの濃度を考慮して、印加電圧のステップ時間は 2分~10分間隔で作動できるようにしてある。測定は図 1に示した装置の後段に図 2に示した放射性物質捕集測定装置を接続し、各電圧ステップ毎に電流値、放射能値を得る。図 2にはフィルター上に捕集された放射性物質のα線計測系を示した。測定に際しては図の装置を2合用意し、スペクトロメータ印加電圧 1ステップ毎に交換して、捕集中と捕集後のそれぞれの計数値から各濃度を算出する方法を採用している。

得られる放射性イオンスペクトラムは、集電極が 50 cmになり、且つ各ステップ間で得られた計測値の差を取って目盛りから、分解能および精度はイオンスペクトラムの分解能 0.4に比し相当低くなるが、この方法によると、RaA, RaCそれぞれの分布が得られ、RaBについては放射平衡を仮定すると得られる利点がある。

なお、この方法は試料空気流量が少なくすむため屋内空気に対して有用であり、放射能濃度が外気に比し高い屋内空気中においてのみ可能である。

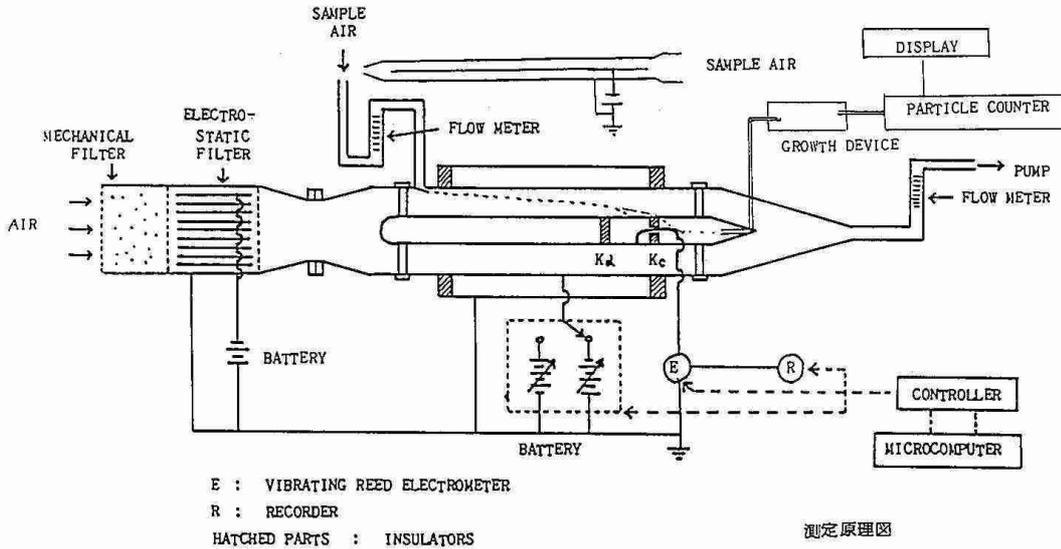
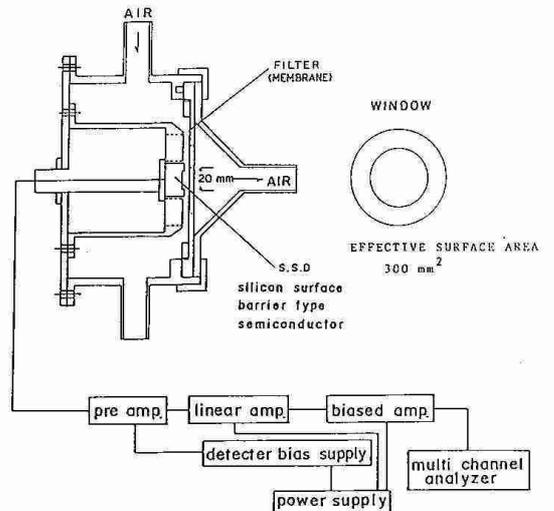


図 1. 大気イオンスペクトラム測定原理

Diameter of the outer electrode	10 cm
Diameter of the inner electrode	9 cm
Length of the inner electrode	
first segment	30 cm
second segment	20 cm
Aerosol sample flow rate	18 l/min
Clean air flow rate	42 l/min
Applied voltage	about 8-1300 volts
Mobility coverage	about 3×10^{-4} - 5×10^{-2} cm ² /v·sec
Scanning time for one polarity	20 min

表 1. スペクトロメータ諸量



測定例

図 1 にイオンスペクトロメータからの出力記録例を示した。電流は $C \frac{dV}{dt}$ 測定で行っており、印加電圧各ステップごとに安定した作動状態を示していることがわかる。図 2 には放射性物質捕集・測定系からの出力記録例を示した。RaA, RaC が明りょうに識別計数されていることが見られる。図 3 にはイオンスペクトロメータの各電圧ステップごとに測定した RaA 濃度の特性曲線例を示した。縦軸は任意単位で濃度を、横軸は印加電圧に相当する電氣的易動度を示している。この曲線を測定易動度ごとに微分し、各易動度における値の差をとってスペクトラムを得る。図 4 には昭和 61 年 12 月 5 日 14 時 10 分から、捕集時間 500 秒、分析時間 400 秒で測定した例を示した。横軸は易動度とそれに相当する粒径を示している。実線がイオンで、左側縦軸、単位は Number/m^3 、点線は RaA で、右側縦軸、単位は Atom/m^3 である。以上の結果から、試作装置にはまだ改良すべき点が多く残されているが、現段階でも一応の精度をもって作動し両スペクトラムを同時に測定し得る見込みを得た。

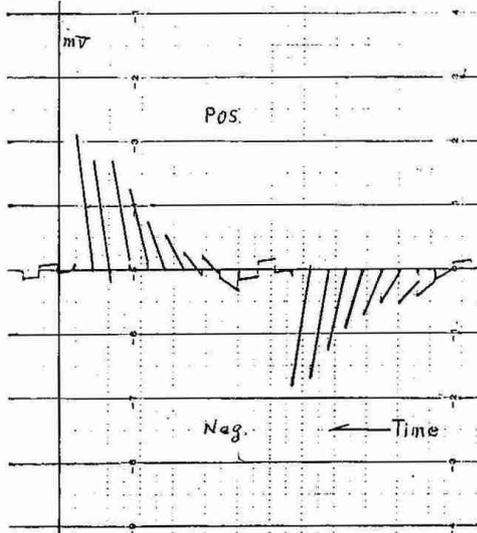


図 1. 電流測定記録例

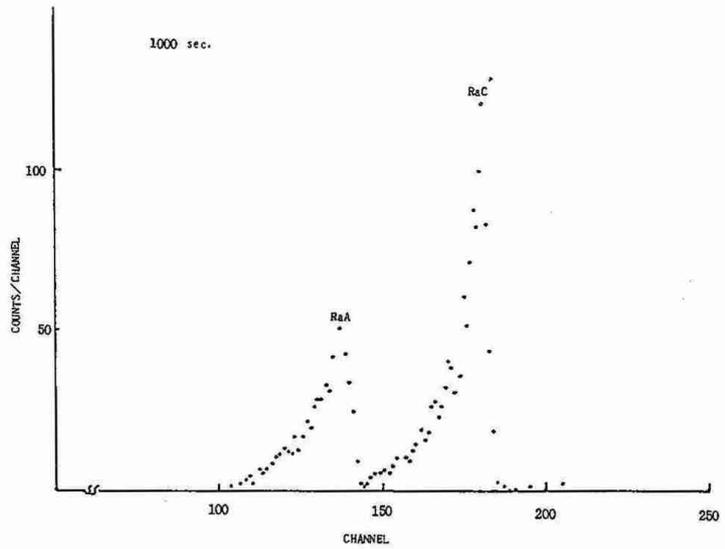


図 2. RaA, RaC の識別測定例

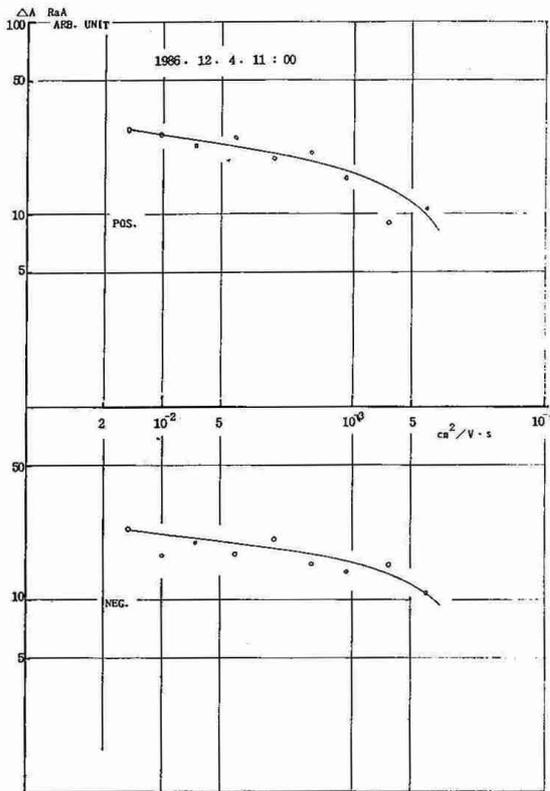


図 3. 易動度-RaA濃度 特性曲線の例

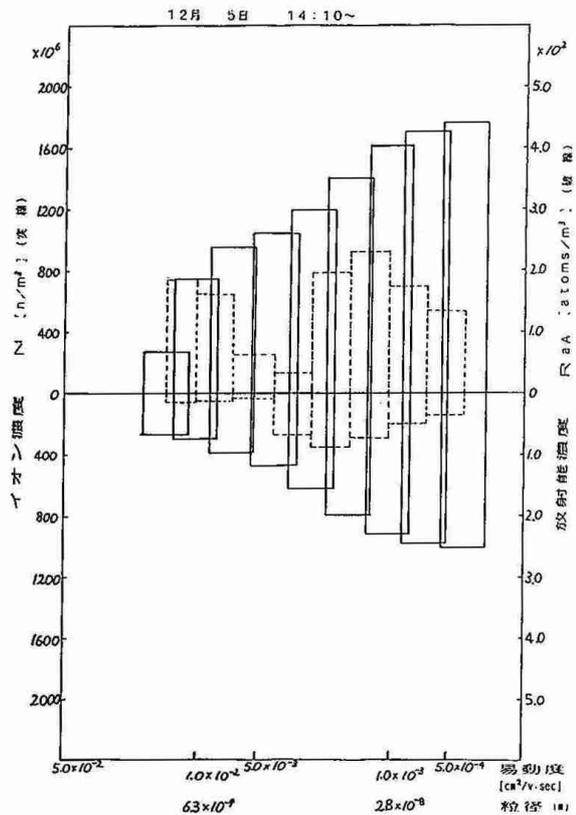


図 4. 大気イオン、RaA 両スペクトラムの測定例

3 カナタ北部における低温型雪結晶及びエアロゾルの観測(Ⅰ)

- 雪結晶中の核物質のSEM-EDX解析 -

桜井兼市(北教大旭川) 梶川正弘(秋田大) 菊地勝弘(北大理)

1 はじめに

カナタ北部, イエローナイフにおいて低温型雪結晶を採取し, その中心核を走査電顕(SEM)とエネルギー分散型X線マイクロアナライザー(EDX)を用いて解析し, これらの雪結晶形成過程を明らかにする目的で昨年12月から今年1月まで観測が行われた。

2 観測及び結果

雪結晶と核を1対1に対応させるために電顕用ステージ上に雪結晶を直接レプリカ液で固定した。又, フィルム上に vapor 法によりレプリカを作成し電顕試料とした。蒸着にはカーボンを用いた。

写真1, 2, 3は通常観測される角柱, 角板及び碓弾型雪結晶である。写真1(a)は偏光顕微鏡で撮られた角柱である。同じ結晶をSEM用ステージ上にレプリカで固定されたものが写真1(b)である。(c)は中心に見られる固形粒子(矢印)がこの結晶の核と思われる。(d)はこの粒子をEDX解析を行ったスペクトルでこの粒子がSiを主成分としKもαであることが分る。同様の傾向が写真2, 3についても見られる。(但し写真2には偏光顕微鏡による写真はない。) 写真4は低温型雪結晶の一つであるカモメ型結晶である。固形粒子は結晶の中央にありEDXスペクトルからSを主成分とした粒子であることが分る。

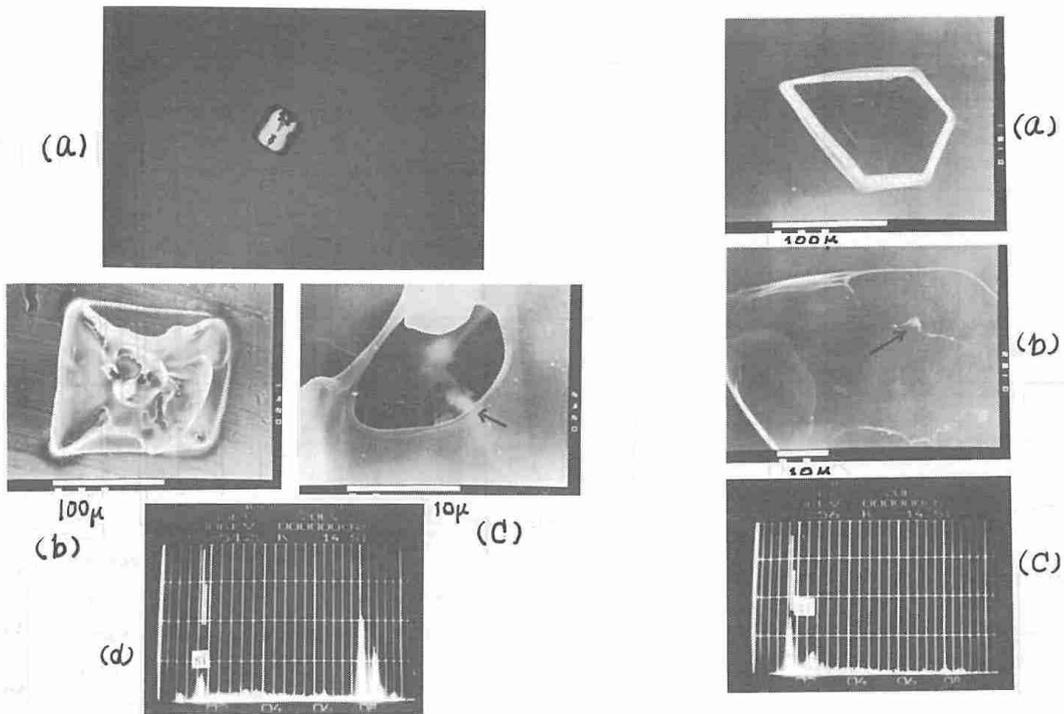


写真 1

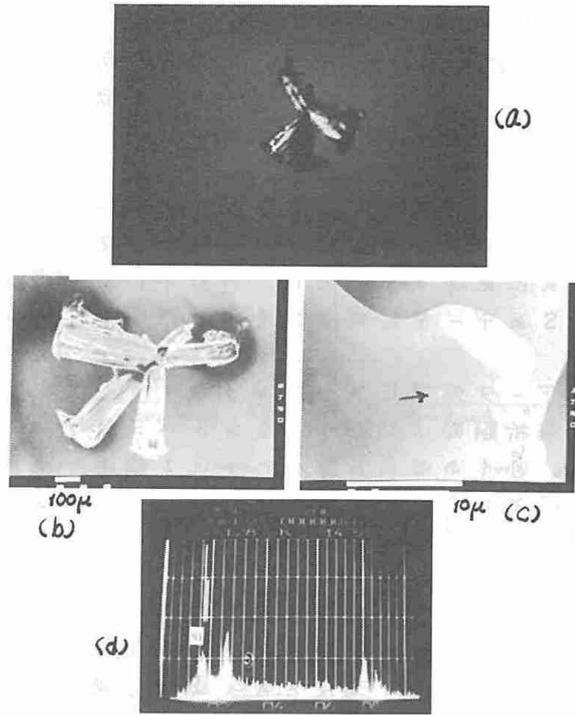
写真 2

写英 3 は球形の塵粒と氷晶部分とから成っている。塵粒中の物質は(d)では S が主成分で (e) では Al, Si, S, K, Ca, Fe から成っている。一方、氷晶中のものは Mg, Al, Si, K, Fe から出来ている。

右の表は解折した粒子を結晶別に整理したもので低温型雪結晶と塵粒中には S の存在する割合が高く、角柱、角板、稜錐では Si を含む粒子が多い。

これからカモメ型結晶は S を含む核を中心に形成した塵粒が凍結し、その上に結晶成長して出来たものと思われる。

写英 3

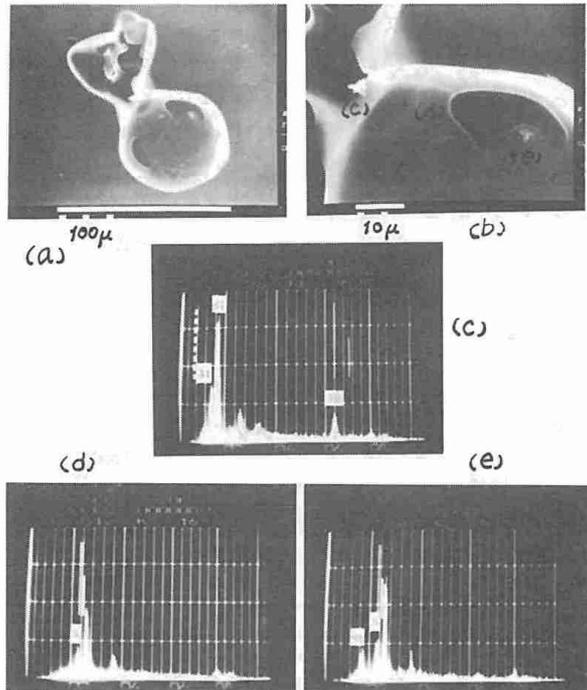
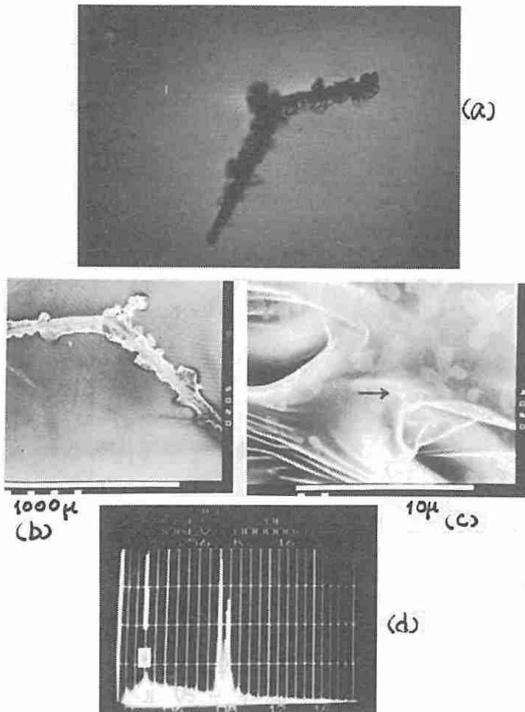


元素 (%)

相数	Na	Mg	Al	Si	S	K	Ca	Fe	Pb
カモメ型	28	4	25	43	86	11	11	4	7
その他型	19	5	16	62	53	21	11	5	11
角柱、角板	18	6	50	78	44	23	33	17	
稜錐型	5		20	80	40			20	
塵粒中の雪結晶	11	9	27	36	82	9	18	27	

写英 4

写英 5



4 GMS から見た日本海北部の冬季の雲の特徴

足田尚志 (北大・環境研) 菊地勝弘・遊馬芳雄 (北大・理)
元木敏博 (気象衛星センター)

○はじめに

冬季の石狩湾上の雲雲をレーダーで解析してみるといくつかの特徴的性質を見いだすことができる。このレーダーによって得られる特徴に加え気象衛星によって得られる特徴とを共に把握することは、石狩平野の降雪を理解する上で大変重要なことである。そこでGMSのデータを用いて冬季の日本海北部の雲の特徴について解析を行った。

○データ処理とタイプの分類

解析期間は1983年の2月及び3月で、データはGMSの赤外のデジタルデータを使用した。図-1の四角の部分について緯度、経度共に $20'$ に分割してできた単位エリア(以下UNITと呼ぶ)の中心に最も近いピクセルの温度をUNITの温度とした。ここでUNITは横に140個縦に100個存在するが、このうち海上に相当する部分(図-1の黒い部分=918個)について以下解析を行った。

はじめに雲の閾値を求めめるため全期間に渡り温度についての出現頻度を求めた(図-2)。この分布より -5°C より低い温度を雲の閾値と決定した。またこの図の -20°C 、 -40°C 付近は周囲とは傾きが異なっているのを個々の画像について調べたところ図-3の4つの型に分類することができた。これら4つの型は、札幌の850 mbの風向や天気図、NOAAの厚真ほかから、タイプAは季節風末期に相当するおぼろな雲、タイプBは低気圧の後面への吹き込みによる雲、タイプCは低気圧の前面への吹き込みによる雲、タイプDは季節風による雲、にそれぞれ相当することがわかった。

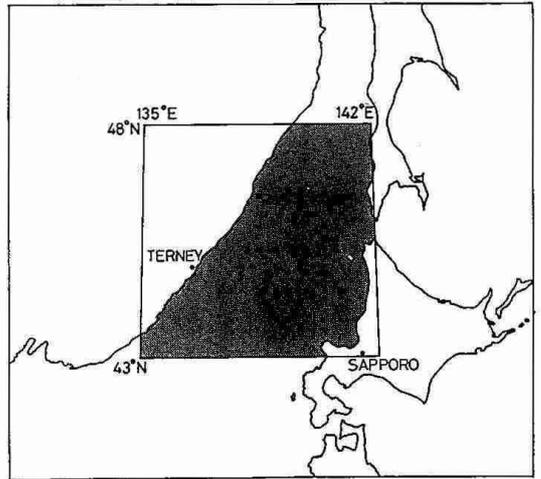


図-1. 解析領域

○各タイプの特徴

図-4は各タイプについて、それぞれの画面内の雲の個数とその時のUNITの総数とを示している。タイプAは雲の数は多くUNITの総数は5000以下で小さな雲がたくさん存在していることがわかる。またタイプDでは雲の数はタイプAより少なく

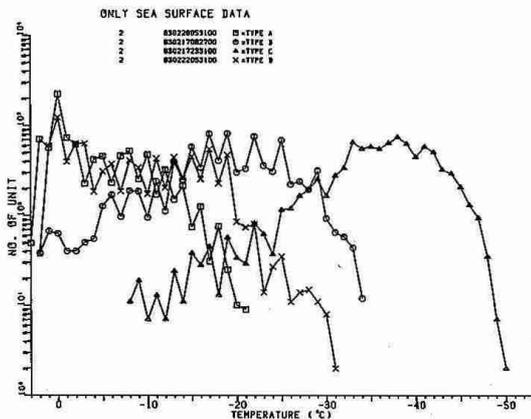


図-3. 各タイプの典型例

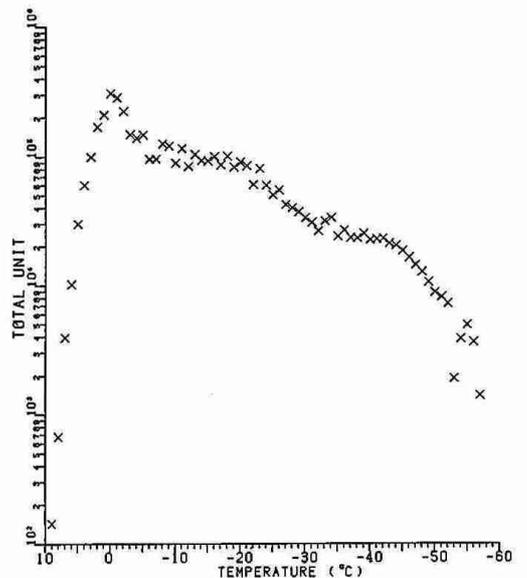


図-2. 全期間トータルのUNITの温度別出現数

UNITの総数は3000~7000位を示してあり、タイプBでは雲の数はさらに少なくなり、UNITの総数は増加する。そして最後にタイプCでは雲の数は殆ど1桁台と少なくなり、UNITの総数は8000~9000以上にさらに増加しこの領域全部をおおってしまうような雲の存在を示している。

図-5は-5℃より温度が低いUNITと700mbの高度に相当する-20℃より温度が低いUNITの数の比を示したもので各タイプはアルファベットで表わされている。タイプAでは殆ど高い雲が存在していないのに対し、タイプCでは存在する雲のうちの大部分が700mbより高い雲であることを示している。またタイプDでは、高い雲の存在の割合の上限が約40%程度となっていることもこの図より明らかとなる。

そして図-6ではこの領域でのタイプDについての平均の温度分布を示してあり、大陸沿岸から離れていくにしたがって温度が下がっていく様子が示されている。この温度分布を札幌と対岸のテルネイとの間(直線S-T)での断面を見たのが図-7である。横軸にはテルネイからの距離、縦軸には各気圧面に相当する温度をそれぞれ示している。この図から岸を離れしほらくしてから温度が下がっていく、即ち雲頂が気団変質を受けて徐々に高くなっていく様子がよく示されている。

・おわりに

冬季の日本海北部においてUNITの温度別頻度分布を見ると、それぞれ季節風末期による雲、低気圧の後面への吹き込みによる雲、低気圧の前面への吹き込みによる雲、季節風による雲の4つの型に分類でき、各型について特徴的様子を見ることかできた。

また、空気が大陸から日本海を渡っていくにつれて気団変質を受け、雲が発達していく様子も実際に示すことができた。

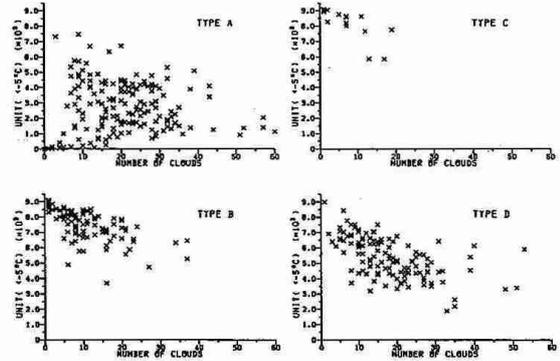


図-4 各タイプ別に見た雲の個数とUNITの総数。

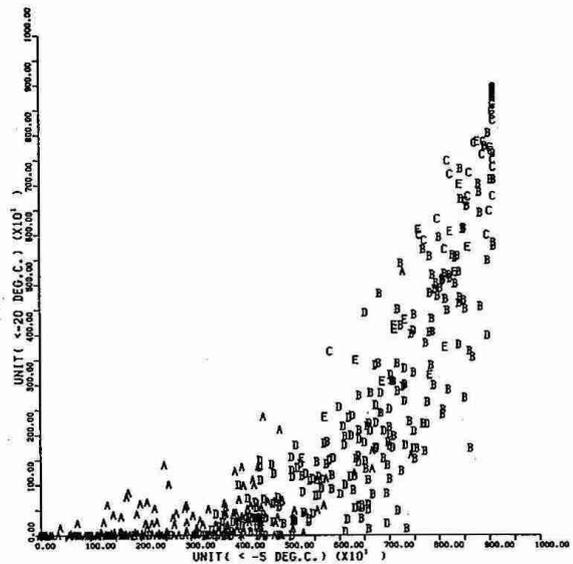


図-5 雲と決められたUNITと700mb以上のUNITとの比。

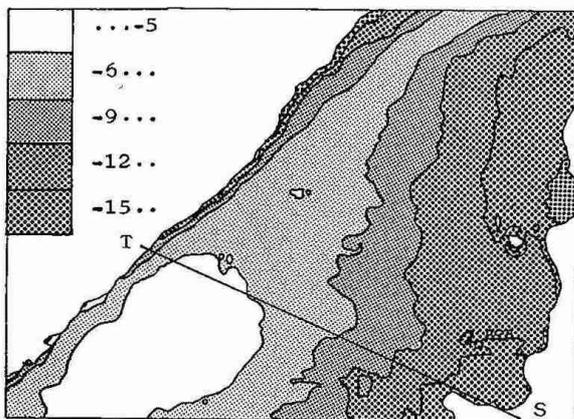


図-6 タイプDの平均温度分布

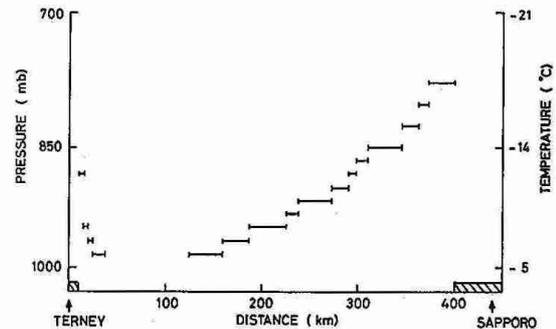


図-7 図-6のT-S断面の温度も高度で見えたもの

5 石狩地方の局地風三次元モデル

佐々木 秀孝・出口 悟 (札幌管区気象台)

1. はじめに

石狩地方の局地風三次元モデルを作り、海陸風・山谷風を現わす数値実験を行い、アメダスの観測値との比較を行った。

2. モデル

計算領域は、水平方向に 26×26 で、格子間隔は $\Delta x = \Delta y = 5 \text{ km}$ である。鉛直方向には図2-1のように、11層より成り、層の間隔は下の方が細かくなっている。また、モデルに用いた地形は図2-2の通りである。

基礎方程式系は、

$$\begin{aligned} \frac{\partial hu}{\partial t} + \frac{\partial hu u}{\partial x} + \frac{\partial hu v}{\partial y} + \frac{\partial hu w^*}{\partial z^*} &= fhv - h\theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} \\ &+ \delta_E g h \frac{\theta'}{\theta} \frac{z_T - z^*}{z_T} \frac{\partial z_G}{\partial x} + \delta_M g h \frac{z^*}{h_m} \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} (h K_h \frac{\partial u}{\partial x}) \\ &+ \frac{\partial}{\partial y} (h K_h \frac{\partial u}{\partial y}) + \delta_E \frac{z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} (K_m \frac{\partial u}{\partial z^*}) \quad \dots (2.1) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial hv}{\partial t} + \frac{\partial hu v}{\partial x} + \frac{\partial hv v}{\partial y} + \frac{\partial hv w^*}{\partial z^*} &= -fhu - h\theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} \\ &+ \delta_E g h \frac{\theta'}{\theta} \frac{z_T - z^*}{z_T} \frac{\partial z_G}{\partial y} + \delta_M g h \frac{z^*}{h_m} \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} (h K_h \frac{\partial v}{\partial x}) \\ &+ \frac{\partial}{\partial y} (h K_h \frac{\partial v}{\partial y}) + \delta_E \frac{z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} (K_m \frac{\partial v}{\partial z^*}) \quad \dots (2.2) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial h\theta'}{\partial t} + \frac{\partial hu \theta'}{\partial x} + \frac{\partial hv \theta'}{\partial y} + \frac{\partial hw^* \theta'}{\partial z^*} &= \frac{\partial}{\partial x} (h K_h \frac{\partial \theta'}{\partial x}) \\ &+ \frac{\partial}{\partial y} (h K_h \frac{\partial \theta'}{\partial y}) + \delta_E \frac{z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} (K_m \frac{\partial \theta'}{\partial z^*}) \quad \dots (2.3) \end{aligned}$$

$$\delta_M \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} + \frac{\partial hw^*}{\partial z^*} = 0 \quad \dots (2.4)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z^*} = \frac{h}{\delta_E z_T + \delta_M h_m} \frac{g \theta'}{\theta} \quad \dots (2.5)$$

$$z^* = \begin{cases} z_T \frac{z - z_G}{z_T - z_G} & (\text{Ekman層}) \\ h_m \frac{z - z_T}{S - z_T} & (\text{Material層}) \end{cases}$$

用いた計算機は、NEC PC-9801Eで、数値計算を行うには能力は低いが、数値コプロセッサと機械語を使うことにより大幅なスピードアップを図った。

3 アメダス観測による風のパターン

図3-2は、1985年8月19日の12時のアメダスの風のパターンである。図3-1に示されるように、この日は日本海から東進してきた移動性高気圧に覆われ全道的に風が弱く、晴れ間の多い天気となった。このため、明瞭な海陸風循環が見られる。

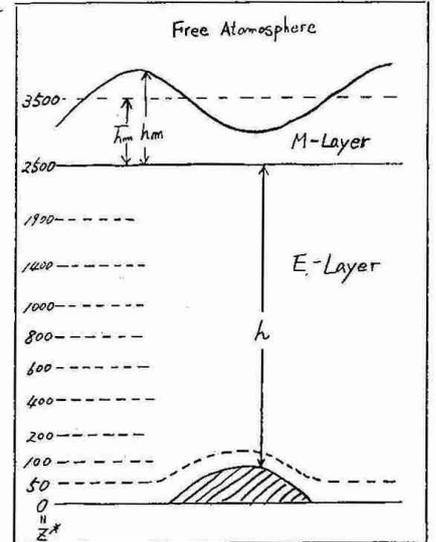


図2-1 モデルに用いた層

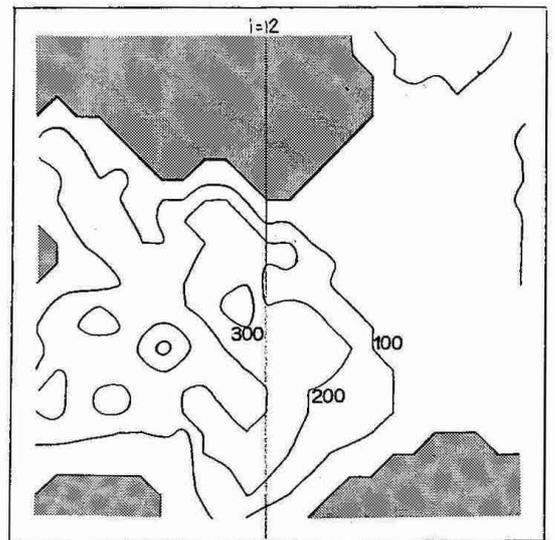


図2-2 モデルに用いた地形

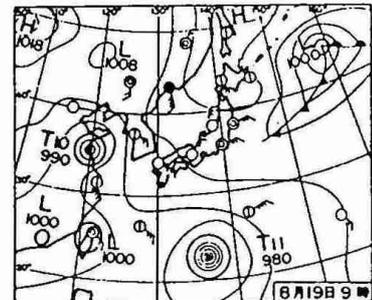


図3-1 1985.8.19 0900 JSTの天気図

4. 結果・考察

図4-1は、12時の $z^*=25m$ での計算された風のパターンである。海岸線と等高線にほぼ直交する海風と谷風の循環が現われ、山頂付近が収束域になっている。

アメダスの風のパターンと比べると、海岸線付近では風速に差があるものの風向はほぼ一致している。内陸ではアメダスの風との差は大きくなる。これは実際の風が周囲の複雑な地形の影響を受けているのに対し、モデルにはそのような地形を取込みにくいと考えられる。

谷風は一般に海風と比べ弱く表現されているがこれはこのモデルでは、まだ十分な実験を行っていないため、高い山で300m程度の高度しか与えていないからと考えられる。山頂高度をより高くすると谷風もよく表現されるであろう。

図4-2は、 $I=12$ での風の南北鉛直断面図である。山頂付近で強い上昇流となり、山の南北で下降流となる明瞭な循環が現われている。

図4-3は、同じく $I=12$ での温位の鉛直断面図である。混合層が1000m付近まで発達していることがわかる。

5 参考文献

Kikuchi, Y. and S. Arakawa, F. Kimura, K. Shirasaki and Y. Nagano
1981: Numerical study on the effects of mountains on the land and sea breeze circulation in the Kanto district. J. Meteorol. Soc. Japan 59, 723-737.

気象研究所 1984: 気象研究所技術報告 第11号
「局地風と大気汚染物質の輸送に関する研究」, 217-276

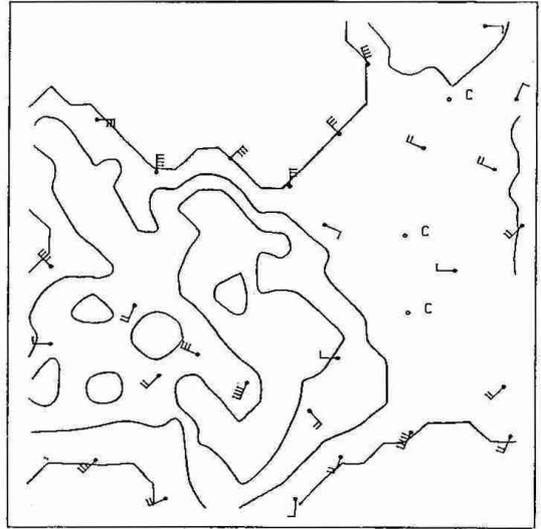


図3-2 1985.8.19 1200 JST
アメダスの風 (矢羽根/本/m)

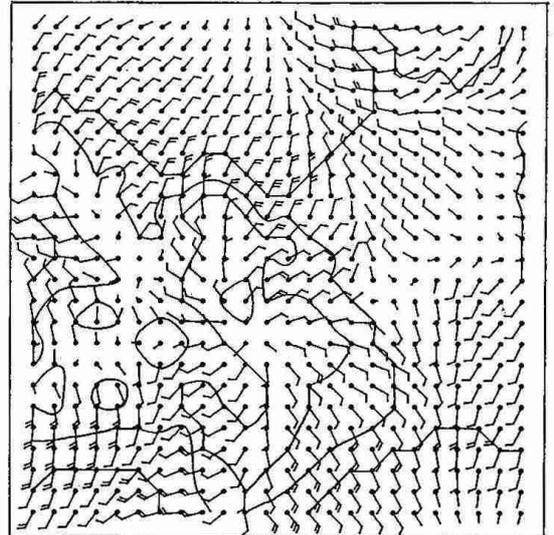


図4-1 1200 LST $z^*=25m$ での
計算された風 (矢羽根/本/m)

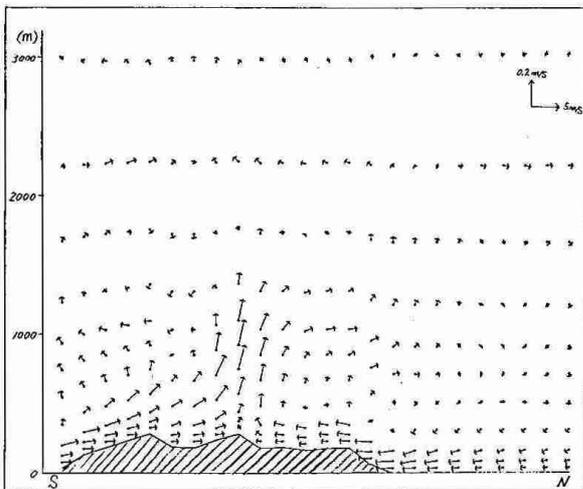


図4-2 1200 LST $I=12$ での
風の南北鉛直断面図

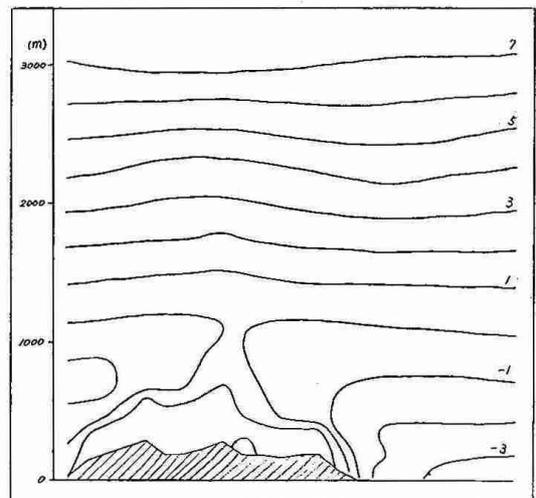


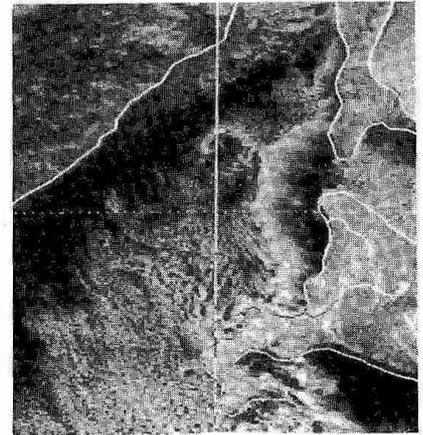
図4-3 1200 LST $I=12$ での
温位の鉛直断面図

6 気象衛星からみた北海道西岸带状収束雲 一流氷との関係

立花義裕 遠藤辰雄 若濱五郎（北海道大学低温科学研究所）

1) はじめに

冬季北海道西岸に発生する収束带状雲（図1）の成因について、岡林（1972）は、冬季オホーツク海が流氷に覆われると、流水原がいわば大陸の役割を果たし、流水上に形成された寒気から流れ出した東よりの気流が北西の季節風と北海道西岸沖でぶつかって収束し、そこに収束带状雲が形成されると推論した。今回は、気象衛星「ひまわり」を用いて、収束带状雲が出現した日時、出現頻度等を調べると共に、収束带状雲出現時の気象資料、流水資料を収集し、流水との関係について、解析をおこなった。



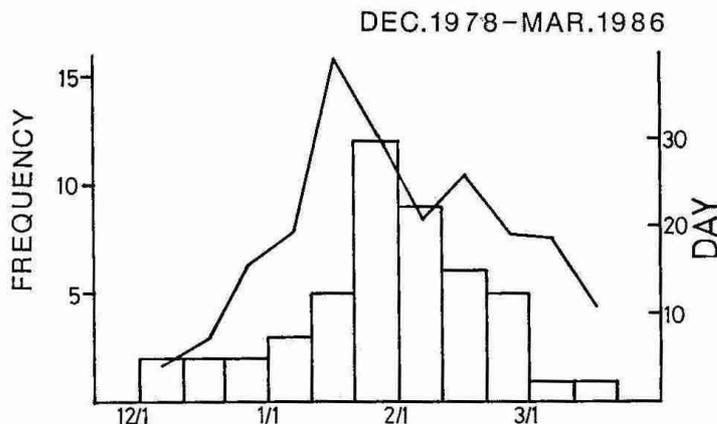
第1図 1980年2月22日12時の「ひまわり」の可視画像

2) 解析結果

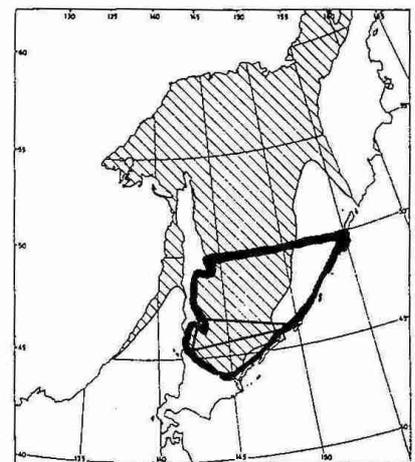
1978年-1986年の冬季（12月-3月）の3時間毎の気象衛星「ひまわり」の赤外画像全てを気象庁気象衛星センターから見せていただき、収束带状雲の出現の有無を調べた。その結果、8冬間の合計の収束带状の出現回数は47回（1シリーズの発生から消滅までを1回と数える）で、年平均5.8回である。また、年による変動が大きく最多で1985年-1986年の11回、最少で1978年-1979年の0回である。

第2図は、上記8冬間の収束带状雲の旬間出現回数である。収束带状雲は12月に入ると出現しはじめ、1月中旬になると急増し、1月下旬に最頻値を示す。2月に入ると漸減するがその回数は1月上旬-中旬よりも遙かに多い。3月にはいるとその出現は稀になる。

次に、収束带状雲とオホーツク海の流氷との関係を調べた。流水データは気象庁海水観測資料（気象庁）、海水業務報告（札幌管区气象台、函館海洋气象台）を用いた。オホーツク海の流氷は、その

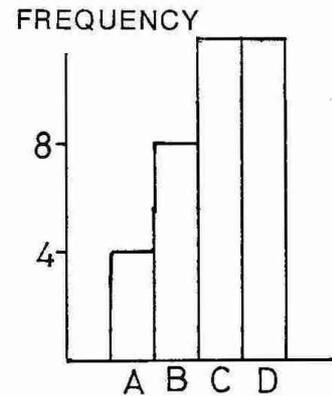


第2図 1978年12月から1986年3月までの収束带状雲の旬別出現回数の棒グラフと稚内上空500mbの気温が -40°C 以下となった日数



第3図 1983年2月26日の流氷分布（斜線）、流氷被覆率を集計した領域（太線内）及び、発散を計算した領域（三角形）

年々変動、季節内変動が大きい。そこで、オホーツク海の流水被覆率に対する収束帯状雲の出現頻度を調べた。流水被覆率については次のように分類した。流水データをもとに、オホーツク海南部（北緯50度以南、図3の太線内域）の海域が流水に覆われている割合を1978年-1985年までの12月-2月について、それぞれ計算し、その値が10%以下の期間をA、10-30%をB、30-50%をC、50%以上をD期間とした。図4がその結果である。これによると、流水面積が増大するほど収束帯状雲の出現頻度が増大することが分かる。

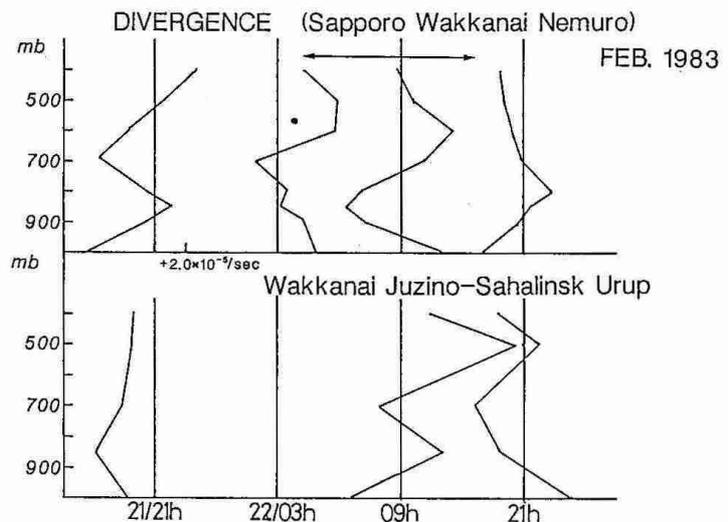


第4図 流水の被覆の進行段階に対する収束帯状雲の出現頻度。1978年12月-1985年2月

3) 考察

以上よりオホーツク海の流水と収束帯状雲との関係を肯定することは早計である。図5下段は1983年2月21日-22日（流水被覆率D期間）の稚内-ユジノサハリンスクーウルップで囲まれる三角形（図3の三角形）の収束発散を示している。図中の矢印は収束帯状雲が発生している期間を示す。これによると、流水上からの下層発散が必ずしも明確ではない。もし、流水上につくられた下層寒気が流出するのであれば、流水上の下層大気は発散域となるはずである。また、流水面積が最大となる3月における発生が極端に少ない。そこで、流水と収束帯状雲との関係については次のように考えた。

収束帯状雲が発生しやすい総観場的環境（例えば村松（1976））が一冬間に数多く起こったとする。このときの総観場が、流水原を拓げるための大気条件と同じであれば見かけ上は収束帯状雲と流水との関係は正になる。例えば麻生（1980）は低気圧の位置とオホーツク海の流水との関係を論じており、また菊地等（1975）は低気圧の位置と降雪パターンとの関係を調べている。このように、オホーツク海の流水と収束帯状雲との関係は直接的作用としての影響ではなく寧ろ、同じような総観場で起こる、単なる同時現象であると考えべきではないだろうか。



第5図 1983年2月21日-22日の三角法によって求めた発散（上段：稚内、札幌、根室 下段：稚内、ユジノサハリンスク、ウルップ）

参考文献

- 岡林 俊（1972）気象衛星からみた雪雲と降雪についての研究への利用、気象研究ノート、113号
- 村松照男（1976）石狩湾小低気圧による大雪、札幌気象100周年記念論文集
- 麻生 正（1980）オホーツク海の海水分布について、日本気象学会北海道支部会だより第31号
- 菊地勝弘、石川照高、七沢謙、由田建勝（1975）台風、集中豪雨雪の防災計画モデルに関する研究、5 豪雪

7 オホーツク海高気圧の下層寒気の生成機構

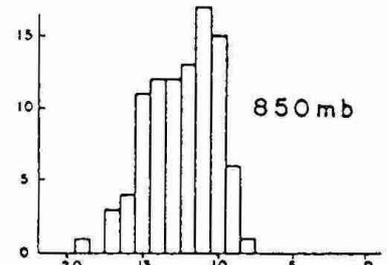
大川 隆 (札幌管区气象台)

1 まえがき

オホーツク海高気圧の形成の主因は対流圏上・中層の流れにあるが、寒冷海面上の大気境界層内は海霧となる。海霧層より上空は高気圧圏内の下降流により快晴となる。今回、地上に低温をもたらすこの下層寒気の生成過程を探ってみた。

2 海霧層内の冷却の事例考察

第1図は1957~1965年の6回の7月~8月前半の夏季低温時の札幌850 mb気温の出現頻度をみたものである。これによると、850 mb では頻度の比較的大なところでの低温は10℃である。これを湿潤断熱減率0.6℃/100 mでおろしても、地表では18~19℃の低温にしかならない。実際には、札幌で日中15~16℃、網走や釧路などの海岸部では10℃またはそれ以下の強い低温となる。これらについて、工藤(1984)の取り上げた典型的なヤマセの場合の事例について筆者なりの考察を行ってみた。第2図はその時の天気図である。第3図はこの時の各官署の高層状態曲線である。図中、各地点の地上気温に対する湿潤断熱線を細破線で、観測所近傍の海面水温を太矢印の長さで示してある。これによると、三沢を除いては各地点とも、地表から逆転層の気温低極層まで、殆んど湿潤断熱減率で分布している。すなわち、この層内では空気は湿潤断熱的によくかはんざれているわけである。また、根室を除き、いずれも地表気温が海面水温より低くなっていることは、後述するようにそれなりの理由があるとみている。



第1図 北海道7月~8月前半の低温時の札幌21時の高層気温の頻度分布。

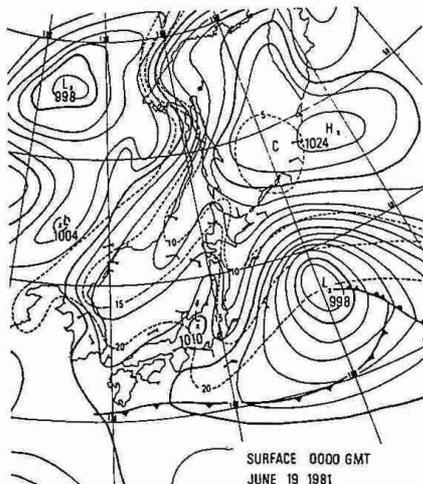
次に、各観測所の状態曲線の09時、21時の昼夜の差異を調べたところ、仙台の観測で第4図にみるように特徴ある日変化が見出された。相対湿度からみた海霧層の上部3分の1の高さ700~1100 mの層では、21時には日中の日射による昇温とみられる高温状態、09時には夜半から朝方の放射冷却とみられる気温下降が認められる。

加藤(1985)は、1979年の梅雨期について、オホーツク海域における大気中の熱収支解析を行った。彼の研究では、海霧層上部で7~8 K/dayの非断熱冷却が見積られている。Ohta & Tanaka(1986)は5月の館野の資料を初期値とする放射霧の数値実験を行なった。その結果によると、霧層上部層において、明け方3時から朝8時にかけての5時間にわたり1℃/hr、うち4時~5時には2℃/hrの放射冷却が見積られている。ステーブンスら(Stephens et al, 1978)のオーストラリア東海岸沖の海上での航空機による層積雲の観測では、雲層上部で日射による1 K/hrの加熱率、長波放射による2 K/hrの冷却率を測定している。

3 下層寒気の生成機構

前節の考察を勘案して、筆者は以下に述べるようなオホーツク海高気圧による下層寒気(海霧)生成のモデルを作成した。

流水融解後のオホーツク海の寒冷海水面に接している空気は、冷却による密度増大と海面摩擦によって海面上に滞留する。その結果、第5図にみるように、海面上の気層Aは飽和に達し、その上の気層Bもかなり飽和に近い状態となり、T-eダイアグラム上では(b)図のように位置することとなる。この両気層A、Bは、弱い乱流内とはいえ混合して気層Cとなると、沢井(1982)が解説しているように、過飽和となって海霧が発生する。その後C層の下部が海面水温で冷されて、再びA層のようになり、C層の更に上の層を含めて混合し、この海霧層は上に向かって成長する。その成長上限高度は、その地点における乱れの度合と高気圧による下降流の強さの釣合によって決るものである。ここ



で、乱れの度合には、単なる乱流拡散のほか、以下に説明する垂直不安定による対流効果が重畳作用していることを力説したい。

オホーツク海高気圧の圏内は下降流となるため、海霧層より上空は快晴となる。このような大気の中に一旦霧が発生すると、その放射収支は一変する。第5図(a)で海霧層をSからRまでの層厚とすると、その上部層Q Rは夜間から朝方にかけて、曲線Fで示すように長波放射によって冷却させられ、海霧層内の対流が活発となる。その結果、海霧層内の平均的な状態曲線G~Dは低温側に移動し、その地表気温 T_0 も海面水温より低くなる。

日中になると、この海霧層上部は曲線Jでみるように、日射で昇温しやや不安定となる。その結果、この層とそれより上の一般流との間に弱い対流混合が引き起される。このことは、旅客機の窓から層雲の表面に発生する規模の小さい塔状積雲がみられることからもうなずけるものである。オホーツク海高気圧出現時には、その上空の対流圏中~下層に強い寒気が流入する。この寒気は気層Jによる対流混合によって曲線Gを低温側に移行させ、ひいては曲線Fをもより低温側に偏倚させ、最終的には T_0 をも低下させるものである。

従って、筆者の定義したE型、N型のオホーツク海高気圧の場合は上空に強い寒気が流入しているため海霧層上部の日射による昇温、長波放射による冷却の両効果とも、海霧層を寒冷化さす方向に作用するものである。R型の場合は、海霧層の上空が暖かい気柱となっているため、夜間の放射冷却の効果のみが海霧層を寒冷化することになるとみている。この海霧層の低温化がどの程度で止み、定常状態に達するかは、海面水温、海霧層上空の流入寒気の強さ、その地点の乱流拡散の程度によって決まるものである。

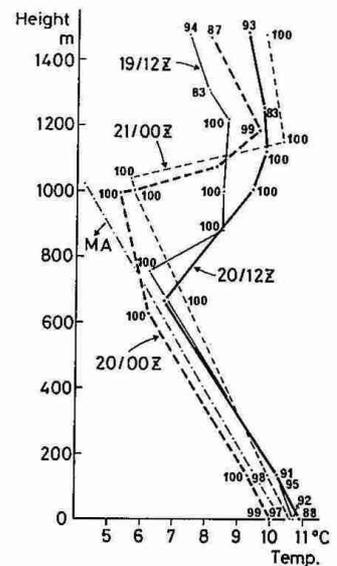
ところで、以上に述べた海霧層寒冷化の機構は、海上から沿岸部にかけて海霧が顕在化している地帯でいえることである。霧や層雲の晴れ間の現われる北海道や東北地方の内陸部から日本海側にかけての地帯では、この海霧層とそれより上空の流入寒気が十分に混合して、地表から1000~2000mの高さにわたっていわゆるエクマン層となるため、対流圏中~下層の寒気の影響する割合は大きくなるとみられる。この寒気層の温位は、第3図から推定できるように、海霧層のそれより7~8Kまたはそれ以上高いため、上空の空気が下降しながら混合するこれらの地域では、オホーツク海側や太平洋沿岸部より日中の気温で5~6℃高温となる。

4. あとがき

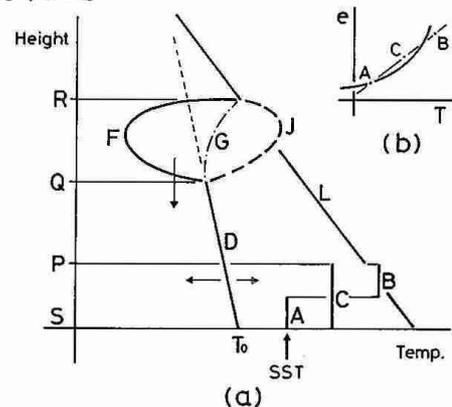
オホーツク海高気圧にまつわる諸現象の中で、ここで論じた海霧層内の放射収支は、こここの現象に限らず、気象学における最も立ち遅れた分野の一つである。雲層内での観測値も未だ断片的にしか得られていない。今後の強力な研究の推進が望まれる。

引用文献

- 加藤内蔵進, 1985: オホーツク海域における大気中の熱収支と下層気温の変動について — 1979年の梅雨期における事例解析 —, 天気, 32, 425 - 433。
- 工藤泰子, 1984: 典型的なヤマセ時のオホーツク海気団の特性 — 1981年6月18~21日の事例解析 —, 天気, 31, 411 - 418。
- Ohta, S. and M. Tanaka, 1986: A Numerical Study of the Formation and the Dissipation of Radiation Fogs, J. Meteor. Soc. Japan 64, 65 - 77。
- 大川 隆, 1973: オホーツク海高気圧の成長機構, 研究時報, 25, 65 - 77。
- 沢井哲滋, 1982: 霧の理解のために, 天気, 29, 731 - 747。
- Stephens, G. L. et al, 1978: 会田勝著(1982) 大気と放射過程, 気象学のプログラム8, 東京堂出版, pp 204 - 221。



第4図 仙台における1981年6月19日~21日の高層状態曲線。
破線: 00Z, 実線: 12Z
各点の細数字: 相対湿度
鎖線MA: 湿潤断熱線



第5図 (a) 海霧層の生成から寒冷化へのモデル
L: 初期状態曲線, F: 長波放射による冷却,
J: 日射による加熱, SST: 海面水温
D: 冷却後の湿潤な状態曲線
(b) T-eダイアグラム上での飽和水蒸気圧曲線と海面上の気層A, Bの混合による海霧層Cの生成の模式図, e: 水蒸気圧。

透馬芳雄・菊地勝弘(北大・理)

札幌市内域の降雪特性と季節風卓越時の風上にあたる石狩湾上のレーダーエコーの出現頻度特性を統計的に調べることは、降雪のメカニズム、特に、陸や海の盛いによる地形等の地理的要因による降雪を理解する上で重要なことである。今回の報告は、札幌市青少年科学館に設置された15分毎、仰角 -0.2° で1983年2月から1985年3月までの3冬期間8ヶ月間に収録された簡易気象レーダーのデータをもとに、札幌市内の降雪状況とエコーの進入方位、出現頻度を統計的に解析を行った結果である。

解析に用いたデータの収録範囲と地形、及び、主要な地名を図1に示した。図中の右下の座標の原点がレーダーサイトの青少年科学館の位置である。エコーの進入方位は15分間隔で連続的にとられた2枚のエコーのうち石狩湾上のデータだけを用いて相互相関法を求めた。すなわち、石狩湾全体としてのエコーの動き(進入方位)を求めた。解析期間中、全体で4958例の進入方位が求められ、そのヒストグラムを図2に示した。最頻度は西北西で、10%を越えたのは西南西から北々西の5方位であった。このうち札幌管区気象台での10分間降水量が 0.5mm 以上の降雪を記録した時のエコーの進入方位を図3に示した。全体で534例あり、最頻度は北西で10%を越えたのは西北西から北々西の3方位であった。図2と図3を比べると、札幌管区気象台に降雪のある時のエコーの進入方位は最頻度が北にずれ、頻度分布がシャープになっている。すなわち、西方向からのエコーの進入に対しては降雪をもたらす機会が少ないことを示している。次に、降雪をもたらす場合のエコーの進入方位の分布が札幌市内でどのように変化するかを調べるために市内7か所にある土木事業所における1日3回(9:00-15:00, 15:00-21:00, 21:00-翌9:00)の降雪深の記録から求めたヒストグラムを図4に示した。図中実線は 1cm も降雪が記録された場合、破線は $5\text{cm}/\text{h}$ 以上のやや強い降雪があった場合の楕圓に全頻度を示した。内陸及び破線の降雪では最頻進入方位は北西であるが、西区、北区、東区の海岸に近い北部にある事業所の実線の降雪では西北西となっている。降雪の機会は南北で比べると海岸に近い北部で多く、東面で比べると山側の西部で少なくなっている。

進入方位別のエコーの出現頻度を図5-10に示した。図5-10は進入方位が順に西南西、西北西、北西、北々西、北からの場合の出現頻度分布図である。図5,6の西南西、西からの進入の場合には、積丹半島の山岳地帯をきっかけを受けた擾乱が海上を進行するうちに暖かい海面から水分と熱の供給を受け石狩湾上で発達してゆくような出現頻度分布が得られた。そして、頻度帯は札幌市内上空には達していない。図7-10の西北西、北々西、北からの進入の場合には、進行方向右側に陸地がある石狩湾南部で出現頻度が少なくなっている。これは、海と陸の粗度の違いによる摩擦の影響と考えられる。すなわち、上空では地衡風が吹いていても下層では摩擦によって風が左に曲げられる。海と陸では陸の方が摩擦が大きくより左に曲げられ、進行方向右半で、擾乱のきっかけとなる山岳も無い石狩湾南部でエコーが少なくなるものと考えられる。さらに、図7の西北西からの進入の場合、小樽から銭函にかけての海岸線より少し沖合で東西に延びる帯状の頻度帯となっている。そして、この頻度帯は札幌市内の東端にかかっている。図8の北西、図9の北々西では、頻度帯が海岸線上、内陸の山岳地帯にそって少なくなり、札幌市内まで侵入している。これは、進入方位が北よりになるにつれて、小樽から銭函にかけての山岳地帯にエコーが直接ぶつかるようになるためと考えられる。この様子は、東根(1985)によるアメリカ五大湖のエリー湖に適用された数値モデルを石狩地方に適用した数値計算の結果とよい一致をしている。すなわち、初期条件として北西の風(315°), 12m/s 、混合層の高さを 3km として計算を行った結果、石狩湾内の風向は $295^\circ\sim 300^\circ$ が得られ、この方位は図7の西北西の場合に対応する。この時の降雪は、小樽から銭函にかけての海岸線付近で少なく、石狩と厚田の間付近で少なくなるような傾向がみられる。風向だけを北々西(337.5°)として他の初期条件と同じで計算をすると、石狩湾内での風向は $320^\circ\sim 330^\circ$ 、すなわち、図7の北西から図8の北々西にかけての風向となり、小樽から銭函にかけての山岳地帯で降雪が少なくなり、厚田付近の内陸で減る傾向がみられる。定性的ではあるが、エコーの頻度分布とこの数値計算結果とはかなりよい一致がみられた。

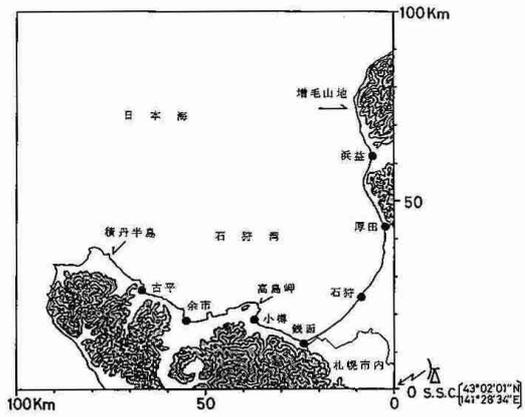


図-1

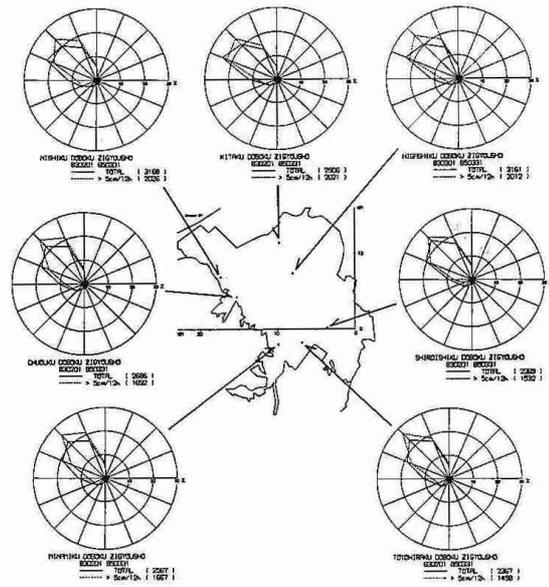


図-4

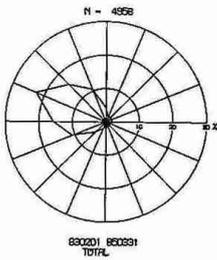


図-2

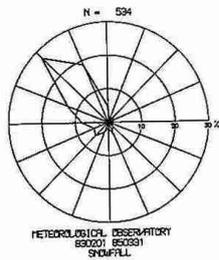


図-3

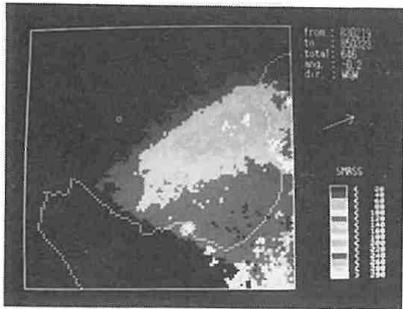


図-5

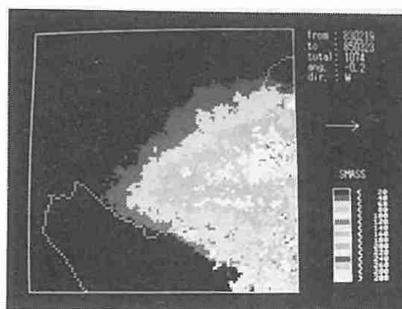


図-6

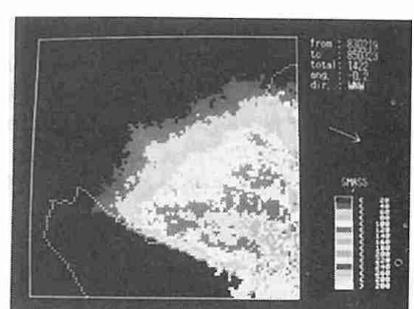


図-7

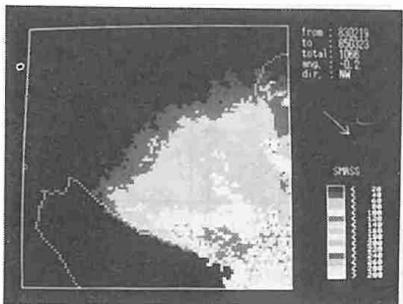


図-8

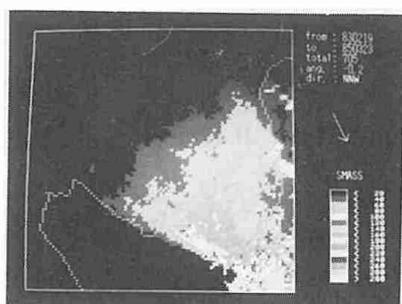


図-9

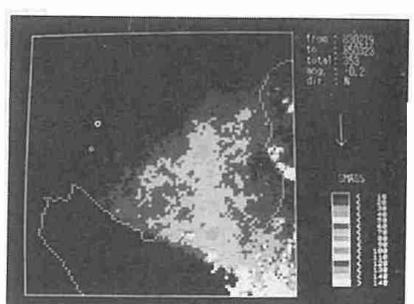


図-10

9 石狩平野における降雪時の陸風の構造

坪木和久 藤吉康志 若濱五郎 (北海道大学 低温科学研究所)

1. 序

1985-86の冬に低温研屋上に設置したドップラーレーダで降雪雲を観測した。この観測中、北西季節風の下に南東の陸風がしばしばみられた。この陸風は北西風に比べて冷たく乾いており絶対安定な気層を形成している。また陸風は海岸線付近で北西風との間に陸風前線を形成し、ここでエコーは急激に発達し、その後急激に衰弱する。このため降雪域は、このような場合前線のある海岸部に集中する。その例として図1に1986年1月11日の陸風がみられた時のエコーの時間変化を示す。

この南東の陸風は日変化を示さず、また海岸から札幌付近まで南東風であるが恵庭付近では北西風となるという特徴がある。即ちこの陸風は普通の海陸風循環によるものではないといえる。アメダスのデータを解析する事により、この陸風は滝川・美唄方面から流れ出す冷気流が、平野中央部で分流し、そのうち北西へむかったものであることがわかった。

2. 陸風の構造

図2に陸風がみられたときのドップラー速度から求めた水平風の分布を示す。このとき陸風がよく発達しており、海上は北西風であるのに対し陸上は南東風である。海岸線付近に風の収束域があり、ここに陸風前線が形成されていることがわかる。

このときの水平風のレンジ2kmごとの鉛直プロファイルを図3に示す。方位角は300°で、両方の風系にほぼ平向である。陸風は北西風の下にくさび状に入り込んで、13km付近に前線を形成している。前面の傾斜は小さく、8kmよりレーダ側ではほぼ水平である。

陸風層の上はシアアの強い層が覆っており、その高さは陸風の2~3倍程度である。水平方向には前線から10kmほど遠方まであり、遠方程シアア層の厚みが減少している。北西風大気は陸風があると強制上昇させられるが、そのほかにシアアの強い層が傾いて存在する事により水平方向にも風速が減少し収束が起こって上昇流ができると考えられる。前線の十分後方では前面もシアア層も殆ど水平であるので、強制上昇も収束もなく上昇流は起こらない。

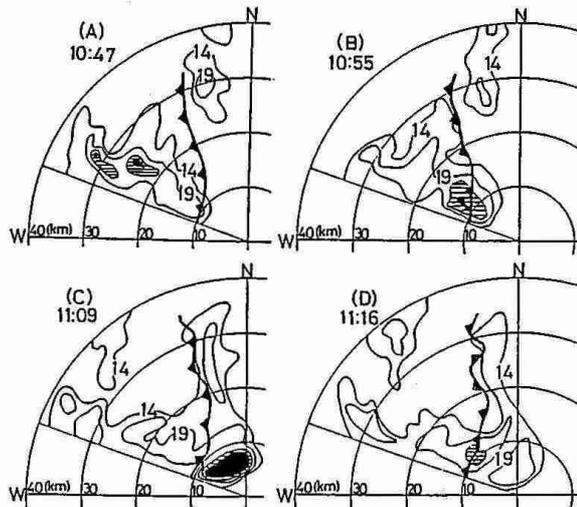


図1. 1986年1月11日にみられた陸風のあるときのエコーの時間変化を仰角1度のPPIでみたもの。また陸風前線の位置を示す。

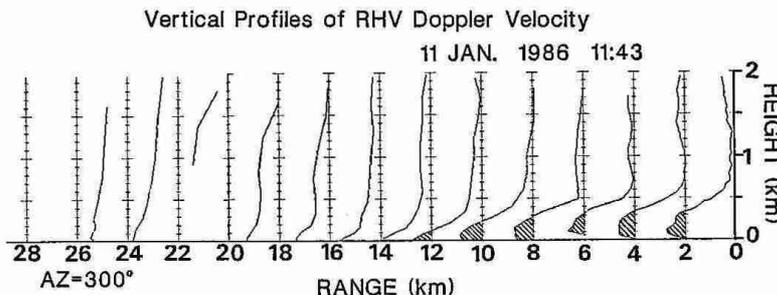


図3. レンジ2kmごとの水平風速の鉛直プロファイル。各軸を中心として±10m/s。斜線部は陸風を示す。

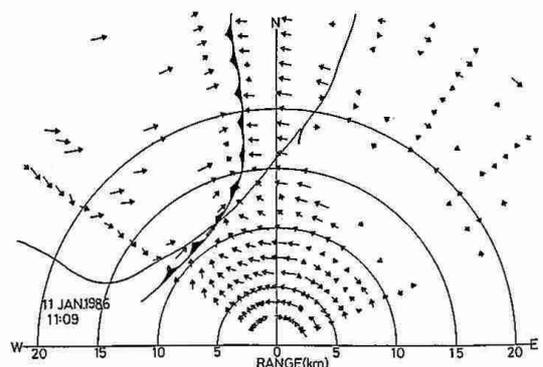


図2. ドップラー速度から求めた水平風速の水平分布。

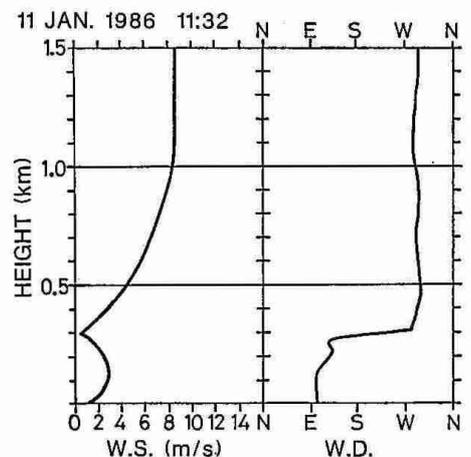


図4. VADから求めたレーダ上の風向風速の鉛直プロファイル。

図4にVAD（円錐走査）から計算したレーダ上の風向風速の鉛直プロファイルを示した。高度300m付近を境にして上ではWNW、下ではESEと風向が180°逆転している。これは南東から北西に向かってひらいた平野に沿って季節風が吹き込み、その下に陸風が吹き出している事を示している。それぞれの風系内では風向が一樣であるのも特徴的である。風速については、風向の逆転高度と地上に極小があり、その間の陸風層は中央にピークを持つジェット状をしている。陸風層の上には1000m程度の高さまでシアアの強い層がありその上は一樣風となっている。300～1000mのシアア層は陸風と北西風の間で運動量が輸送される事でできたと考えられる。即ち、陸風大気と北西風大気へのエントレインメントが起こっている。このとき熱と水蒸気も運ばれるので、冷たく乾いた陸風は、暖かく湿った北西風大気と混合して安定化しようとする。このため陸風の上へ進行してきたエコーは急速に衰退していくと考えられる。

3. 陸風前線の構造

1986年1月20日22時ごろ滝川・美唄方面から冷気の流出が起こり、23時ごろレーダ上を陸風前線が通過した。図5はRHV（鉛直走査）のドップラー速度から検出した前面の形の時間変化である。方位角120° - 300°断面に沿って図の右から左へ進行する陸風前線の前面の形が明らかである。前線は23:15にレーダ上を通過した。この時の水平風の鉛直シアアの絶対値についての時間高度断面を図6に示す。また各時刻での前面の高さを示した。シアア層は前線の通過とともにでき始め、その後発達していく様子がわかる。即ち陸風を覆うシアア層は陸風によって形成されたことがわかる。また前面に沿ってシアアの強いピークがあり、陸風層の中央にはシアアの弱い領域がある。これは陸風が一樣な流れで、その上を北西風との摩擦で、下を地面との摩擦でおさえられているためであると考えられる。またこのため陸風の風速プロファイルがジェット状になると考えられる。

VADのドップラー速度から水平発散を計算し、連続の式を用いてそれを積分する事で鉛直流の鉛直プロファイルを求めることが出来る。その様にして求めた鉛直流の前線通過時の時間高度断面を図7に示した。前線の前上方の高さ1kmのところに約1m/sの上昇流のピークがある。この上昇流は1000m以下の収束に依るもので、この上昇流があるために、前線の所で急にエコーが発達すると考えられる。また前線の後方では上昇流が無く、むしろ弱い下降流になっている。このことは1月11日の観測で見られた前線後方でエコーが急に弱まるということとよく対応している。

4. まとめ

冬の石狩平野で見られる陸風は、滝川・美唄方面の低地から流れ出す冷気流が分流したものである。陸風層は厚さが300～500m程度であるが、その上に1000m付近までシアアの強い層を形成している。前線付近には上昇流があり、ここではエコーが急激に発達する。一方その後は降水粒子が落下するのみでエコーは急激に衰退する。これは陸風大気が北西風大気に取り込まれることで気層が安定化することと、前線後方には収束や強制上昇が無く上昇流が起こらないため、新たに降水粒子が生成されないからと考えられる。

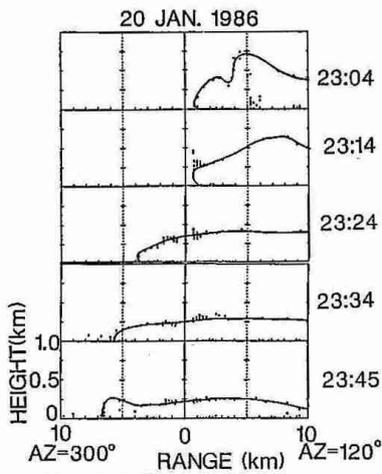


図5. RHVから検出した前面の時間変化。

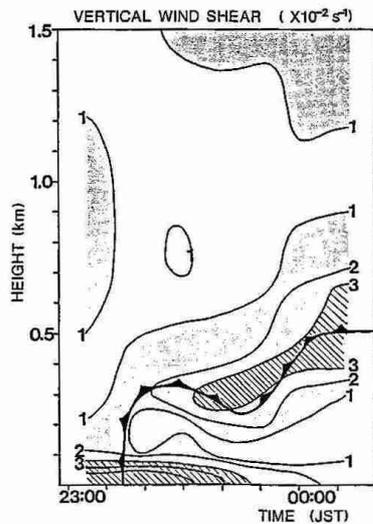


図6. 1986年1月20日の前線通過時の鉛直シアアの絶対値の時間高度断面。

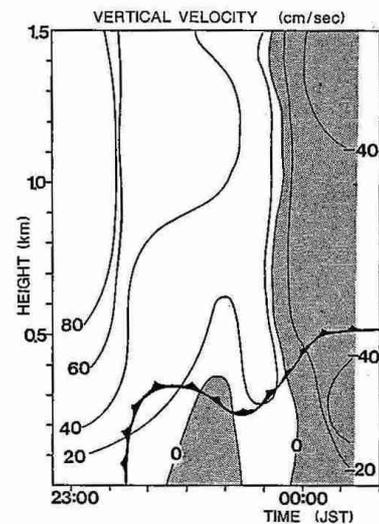


図7. 1986年1月20日の前線通過時の鉛直流速の時間高度断面。

10 1983年2月26日、札幌全域に降った大雪に関する事例解析

—その2—

遠藤辰雄、若瀨五郎（北大・低温科学研究所）

1. はじめに

都市の過密化、近代化の進んだ150万都市札幌に数年に1度という記録的な大雪がみられた例として1983年2月26、27日の最近の降雪が挙げられる。この2日間、札幌地方はほとんど休むことなく連続的な降雪がみられ、新積雪が1mを越す記録的な大雪となった。降雪水量では札幌の市街地で71mmと最大で、これを中心にほぼ同心円状に降雪があったことがわかった。この期間の石狩平野全域は一般的に風が弱かったためアメダスの降雪水量計の捕捉率も高く、また降雪の総量が多かったのでアメダスの時間記録を解析する上で適切な条件にあったといえる。

2. 結果

図1は札幌の高層気象観測の資料にもとづく、相当温位の時間断面図である。25日から風上の日本海上で積雪対流が活発におこり、4~5kmの高さまで良く混合された気層として発達していることがわかる。図中の矢印は札幌管区気象台のレーダによるエコー頂高度の範囲を示す。この一連の大雪の期間の気象衛星の雲画像を調べてみると、初めに石狩湾小低気圧が、次にTモード、Lモードの雲パターンがつづき、最後に西岸帯状収束雲の腹に終わっていることがわかった。その明確に区分された4段階の期間は図1の下端に示す通りである。

図1では石狩湾小低気圧のときのエコー頂高度が6000mまで達しているのが注目される。

3時間毎の衛星画像では大まかに降雪の様式の期間を区分することになる。しかしこれをアメダスの1時間毎の降雪域の変化に着目して調べたところ、図4の(a),(b),(c),(d)に示す期間として4段階に詳しく区分することができた。これは毎時の降雪域の重心の時間推移を矢2(e)~(h)に示すが、その動きが明らかに異なっていることがわかる。(a)のステージでは図2の風系に石狩湾岸に沿った反時計回りの回転がみとめられ大雪は小樽、余市に偏り、函館層田では降っていないことがわかる。この降雪域の推移ははじめ最も内陸で降雪があり、これが順次風下側へ移動して

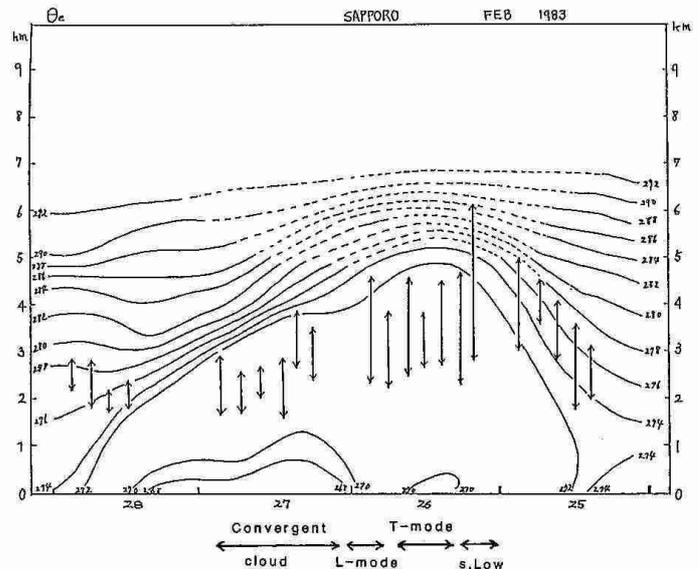


図1 札幌上空の相当温位の時間断面図 矢印はエコー頂高度

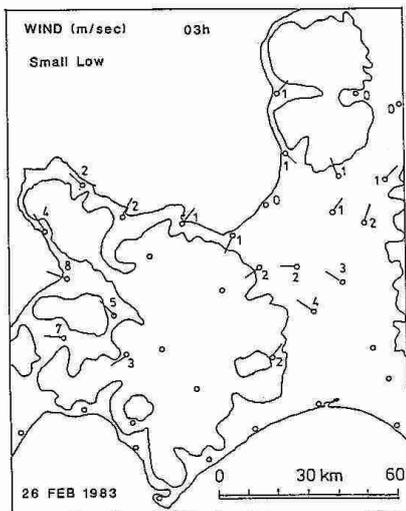


図2 石狩湾小低気圧時の地上風系

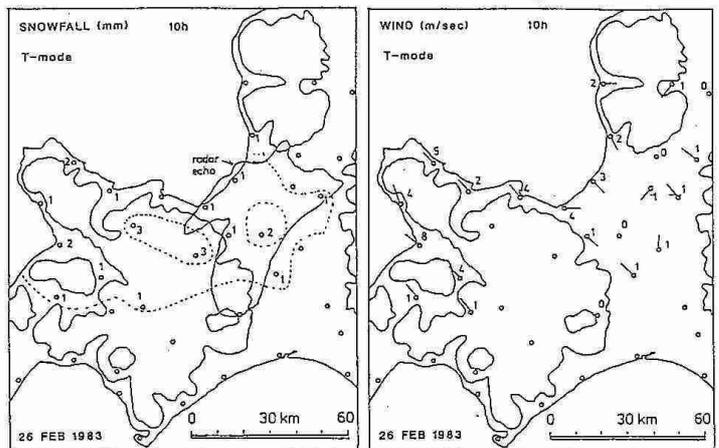


図3 Tモード時の降雪域(野幌)とそれを中心とする地上風の発散

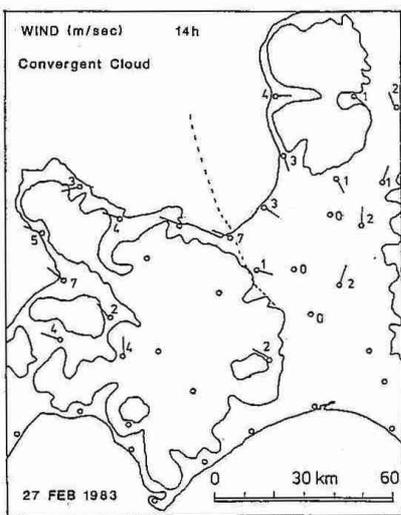
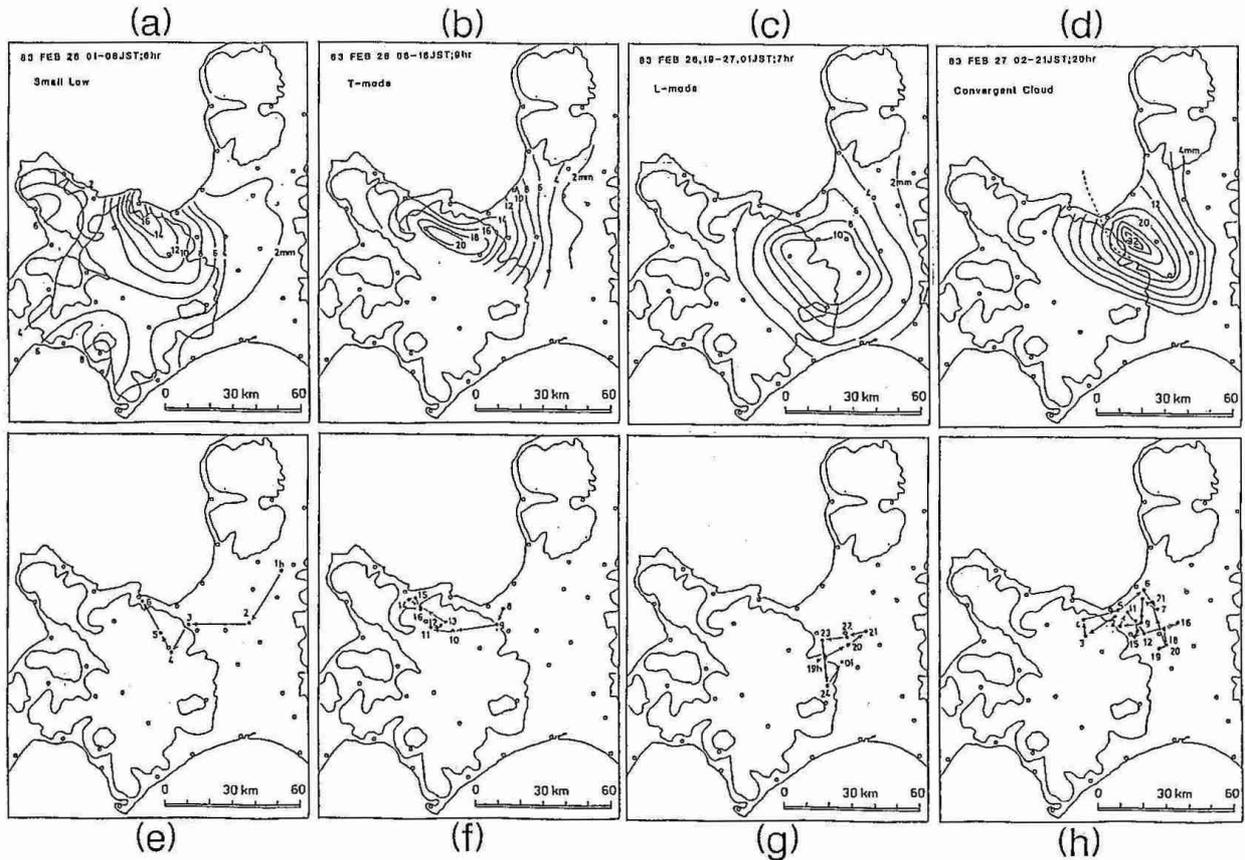


図5 収束帯状雲のときの風系

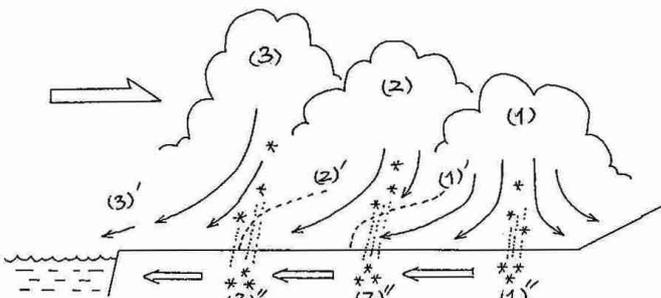
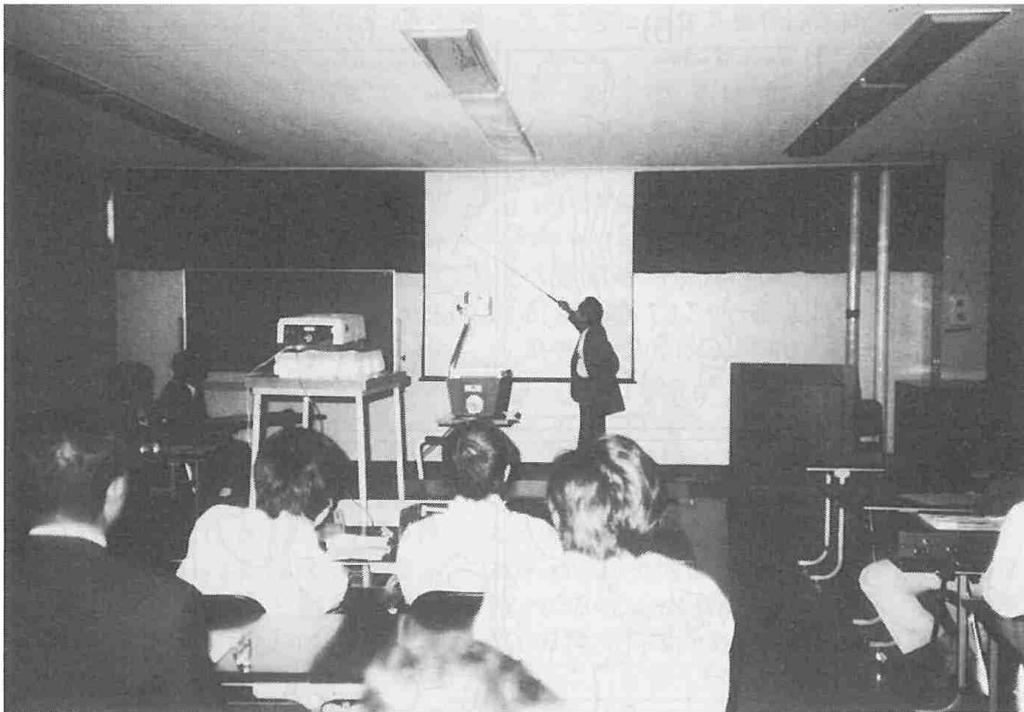


図6 降雪域の時間推移機構のモデル

図4 4種のモードに対する積算降雪水量の分布と時間降雪域の重心推移
 小樽地方の海岸に寄って行くかみとめられる。(b)のTモードの降雪域は主に海岸部に偏っているが、こゝでも重心は風上側へ寄って行くかみとめられる。特に図3のように多降雪域を中心として地上風が発散しているところが注目される。これは降雪に伴う下降流がもたらしたものと考えることができる。次の(c)のLモードでは重心が内陸部へ侵入しているのが対称的である。(d)の帯状収束雲の風系は図5からわかるように破綻を境にして二つの気流が収束していることが明確にみとめられる。この降雪様式は約20余時間つづいたため(d)にみられるように中心の積雪量は32mmに達しこれは64cmの積雪に相当するので、この一連の大雪の積雪は主にこのモードで蓄積したことがわかる。図4の(e)と(f)でみられた降雪域の風上へのシフトは図6の(1)~(3)の順で前の降雪の下降流がたまる70cmが次の降雪域を誘発し、降雪域が風上へ移動して行くものと考えることが説明できる。

3. まとめ

- 1) この大雪では風が弱く降雪量が多いため、メタデータの降雪水量のデータが時間分解のよい解析を可能としたためとされた例といえる。
- 2) 一連の大雪は衛星画像と降雪域のシフトの解析により詳しく4段階のステージに区別された。
- 3) この大雪をもたらした主役は帯状収束雲の様式であった。
- 4) 降雪に伴う下降気流が推走されるケースが多くこれが降雪域の風上へのシフトの原因となっていると考えられる。
- 5) Tモードの降雪は海岸地方に、Lモードでは内陸地方に天々降雪をもたらす傾向があった。



研究発表(室工大 望月 定氏) S 61. 11.14



座 長(北大理 上田 博氏) S 62. 6.10