



日本気象学会

北海道支部だより

第 31 号

目 次

I	解説		
	「安定成層大気内の波と乱流」	小 林 俊 一	1
		(北海道大学・低温科学研究所)	
	「斜面風について」	萬納寺 信 崇	13
		(札幌管区気象台・予報課)	
II	昭和 59 年度第 2 回支部研究発表要旨		21
III	昭和 60 年度第 1 回支部研究発表要旨		45
IV	昭和 60 年度支部総会報告		64
V	地方講演会のお知らせ.....		68
VI	第 3 回夏季講座「新しい気象」のお知らせ		78
VII	役員会報告.....		80
VIII	支部通常会員名簿 (昭和 60 年 6 月 1 日現在)		82
IX	会員動静		89
X	事務局より		92

昭和 60 年 6 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

(3 2. 7. 1 1 制定)
4 0. 8. 7 一部改正
4 5. 6. 2 4 一部改正
5 3. 5. 3 0 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 1 8 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 3 1 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 3 名)
監事 4 名
- 第 九 条 理事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。
- 第 十 四 条 役員の任期は 2 年とする。但し重任は妨げない。理事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 2 0 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、文書投票とし理事定数内の連記とする。
- 第 四 条 有効投票により得票の多い順に理事を決定する。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、「支部だより」または「天気」に掲載する。

I 解 説

安定成層大気内の波と乱流

北海道大学低温科学研究所 小 林 俊 一*

1 はじめに

1972 年、私が第 14 次南極観測隊に参加した際に研究代表者であった東北大学名誉教授の故山本義一先生は安定大気内の乱流の観測も理論もほとんとなされておらず、これからはこれらが大気乱流の研究の中心課題になるので質の良いデータを採集してくるよう言われた。その後山本先生の予言の通り気象学会の研究発表の中に安定大気の接地気層の構造についての研究が数多く見られるようになった。ともあれ既に、1969 年 7 月にはストックホルムで聞かれた Colloquium on Spectra of Meteorological Variable で安定大気内の乱れと波動を分離できないかということが議論されてはいた。

安定成層大気の中に、何んらかの原因で乱流が生ずると、その乱れは減衰する傾向にあるというのが安定成層大気のもつ本来の特質ともいえるので安定大気内の乱流は、余り問題にされなかったのではないかと思える。しかし安定成層大気は、何んらかのじょう乱により大気は振動（波）を起こし、時には乱流が一時的に発生する。そして、安定大気は乱れを減衰させる潜在的な作用を持つため、発生した乱れは、したがって間欠的乱流の特徴を示すことが多い。安定大気の中にはこのように不規則な運動としての乱流と規則的な運動としての波動が現われる。

積雪に接する大気は一般に安定成層をなし、地形にわずかな傾斜があれば、その成層大気は重力の影響で冷氣流としてふるまう。そのような冷氣流には波動が伴いその波動の不安定性が原因で乱流が生ずる。

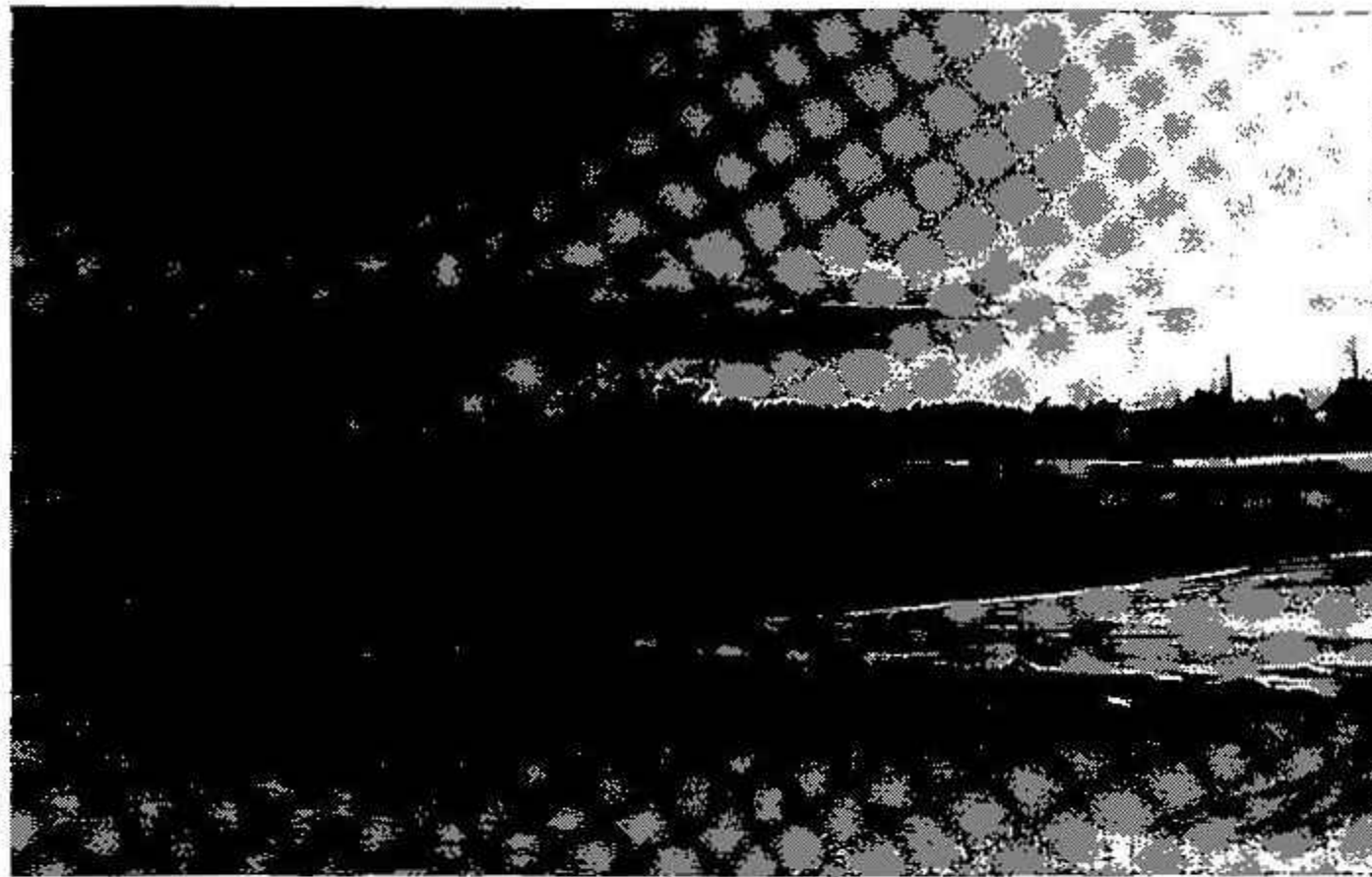
ここでは、安定大気中に起る波動と乱流の実例を示し、それを分離する方法としてスペクトル解析が有効であることと、存在する波動の簡単な解析方法について紹介する。

2. 安定大気中の乱流と波動の観測例

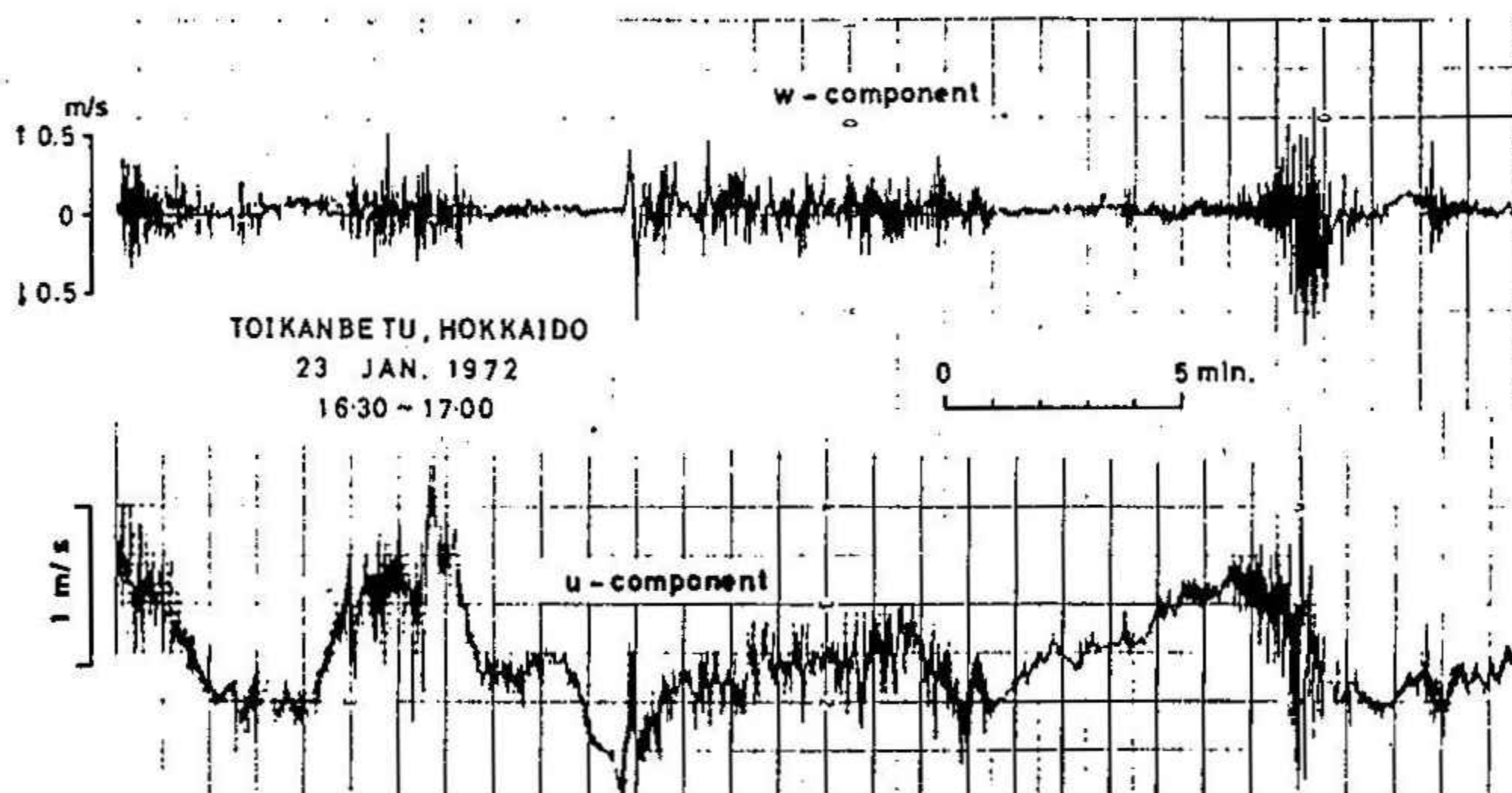
a. 煙霧層の頂に現われた波動

冬期の積雪表面は、晴天、微風の下で特に夜間に放射冷却が卓越して接地逆転層が容易に形成される。この層は冷氣流として認められることは樹霜の方向性からも明らかである（小林、石川：1982）。この冷氣流の運動が可視化されて現われるものとして煙霧又は氷霧（ice fog）がある。第 1 図は 1972 年 1 月 24 日早朝に北海道天塩郡幌延町問寒別にある民家からの煙が接地逆転層頂部でなびいている写真で明らかに波動を示している。この時の波長は約 1 km、厚さは約 75 m であった。23 日の夕方から放射冷却が進行し、雪面上 155 cm の高さでの 2 成分超音波風速計は間欠的な乱流を測定した（第 2 図）。鉛直成分の

*現在 新潟大学積雪地域災害研究センター雪氷技術研究部門



第1図 煙霧で可視化された冷気流の波動1972年1月24日朝、於問寒別



第2図 二成分超音波風速計による冷気流中の乱流の間欠性、上は鉛直成分、下は水平成分、いずれも雪面上1.55mの高さで測定

風速変動は振幅 0.5 m/s で間欠的乱流の発生する周期は約 5 分であった。第 2 図はまた水平成分の風速変動も鉛直成分に対応して周期的変動を示している。

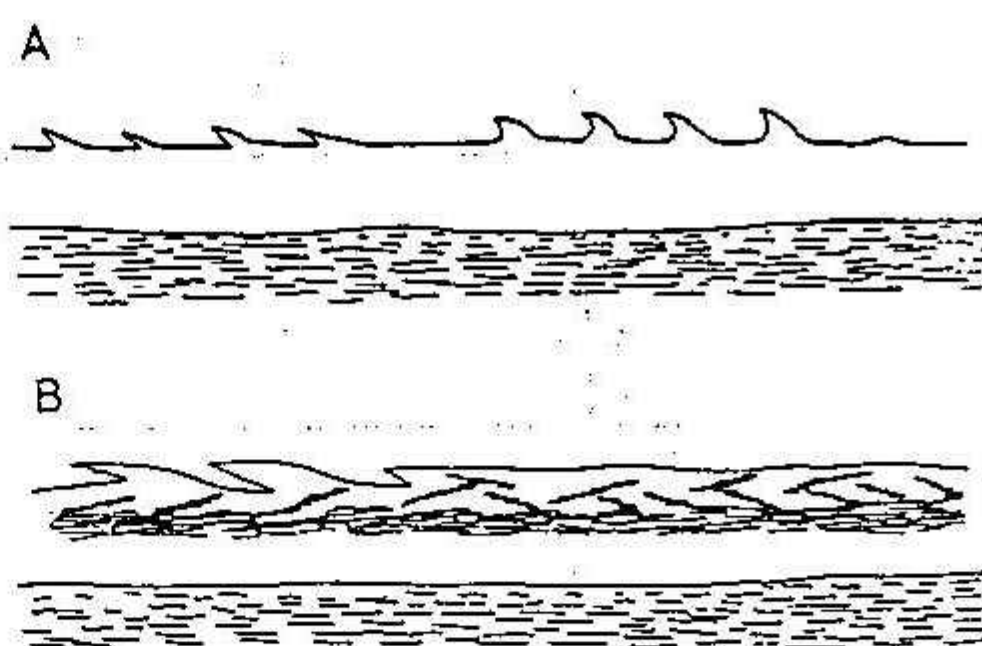
b. 南極大陸で観測された波状雲

1978 年 10 月 18 日と 12 月 17 日に第 19 次南極地域観測隊の金戸進は南極大陸のみずほ基地に向う平坦地で第 3 図に示したような波状雲を観察した。南極大陸上にはほぼ定常的に接地逆転層が存在し、大陸氷床斜面に沿ってその逆転層は冷気流として周囲の海水上に流出している。この冷気流はカタバ風 (Katabatic wind) として知られており、図では左から右に吹いている。第 3 図の A は 10 月 18 日の例で、波長と雲の高さは共に約 500 m であった。第 3 図の B は 12 月 17 日の例で、波長と雲の高さは A の場合とほぼ同じであった (Kaneto, 1982)。

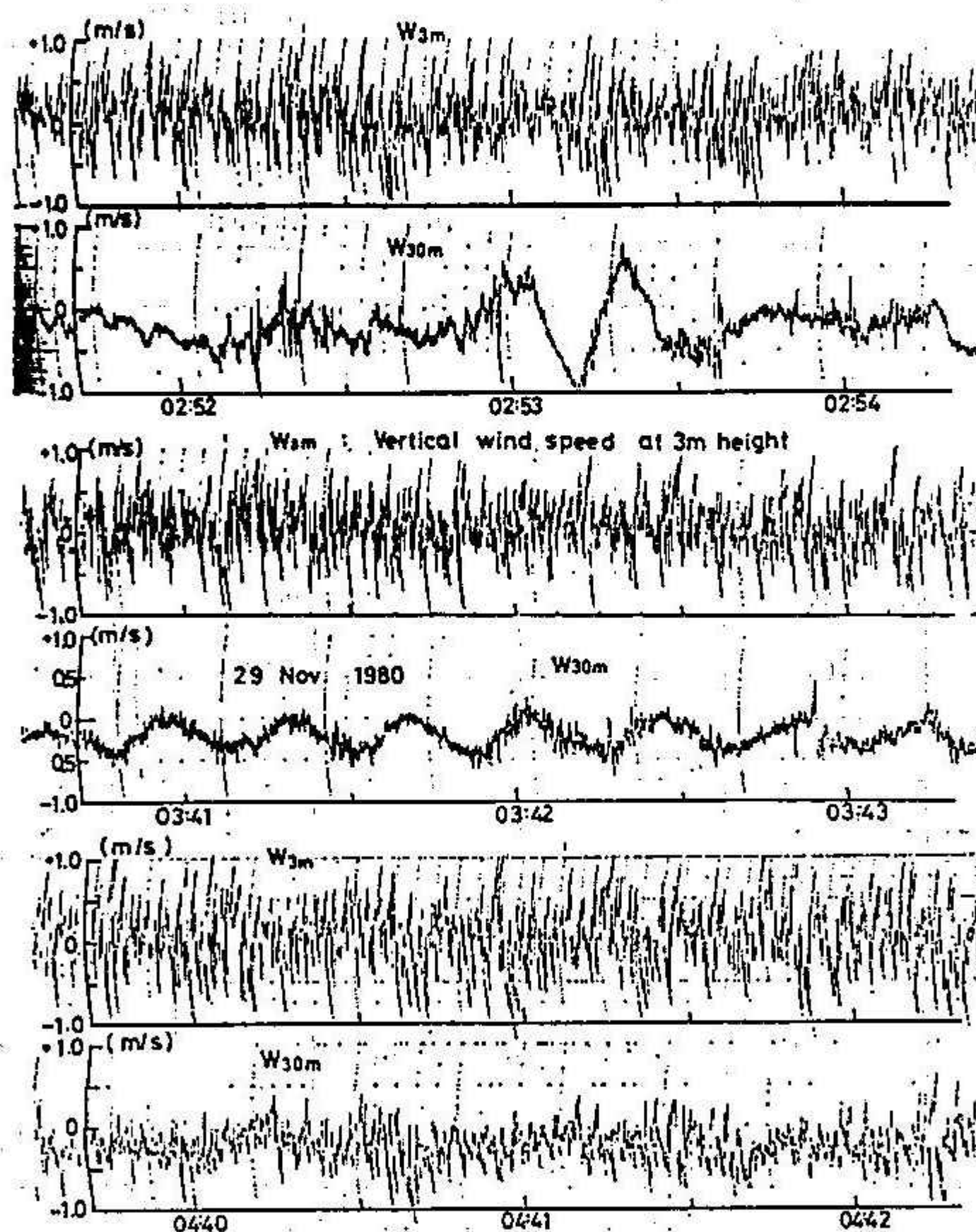
また、1980 年第 21 次南極地域観測隊の気水圏グループ (小林他, 1982) は南極みずほ基地の 30 m 気

象観測タワーに取り付けた2台の超音波風速計によって波動を観測し(第4図)、また流れが静流から乱流へ移行する過程を観測した(第5図)。第4図は11月29日の例で、30 mの高さの風速の鉛直成分の周期的変動で周期は20秒であった。また第5図は12月3日～4日の例で、3 mの高さの風速の鉛直成分は静流から乱流に発達しており、30 mの高さの風速の鉛直成分は依然として静流のままである。この期間の30 mまでの平均風速分布と温度分布の変化を第6図に示した。カタバ風の発達過程がとらえられている。

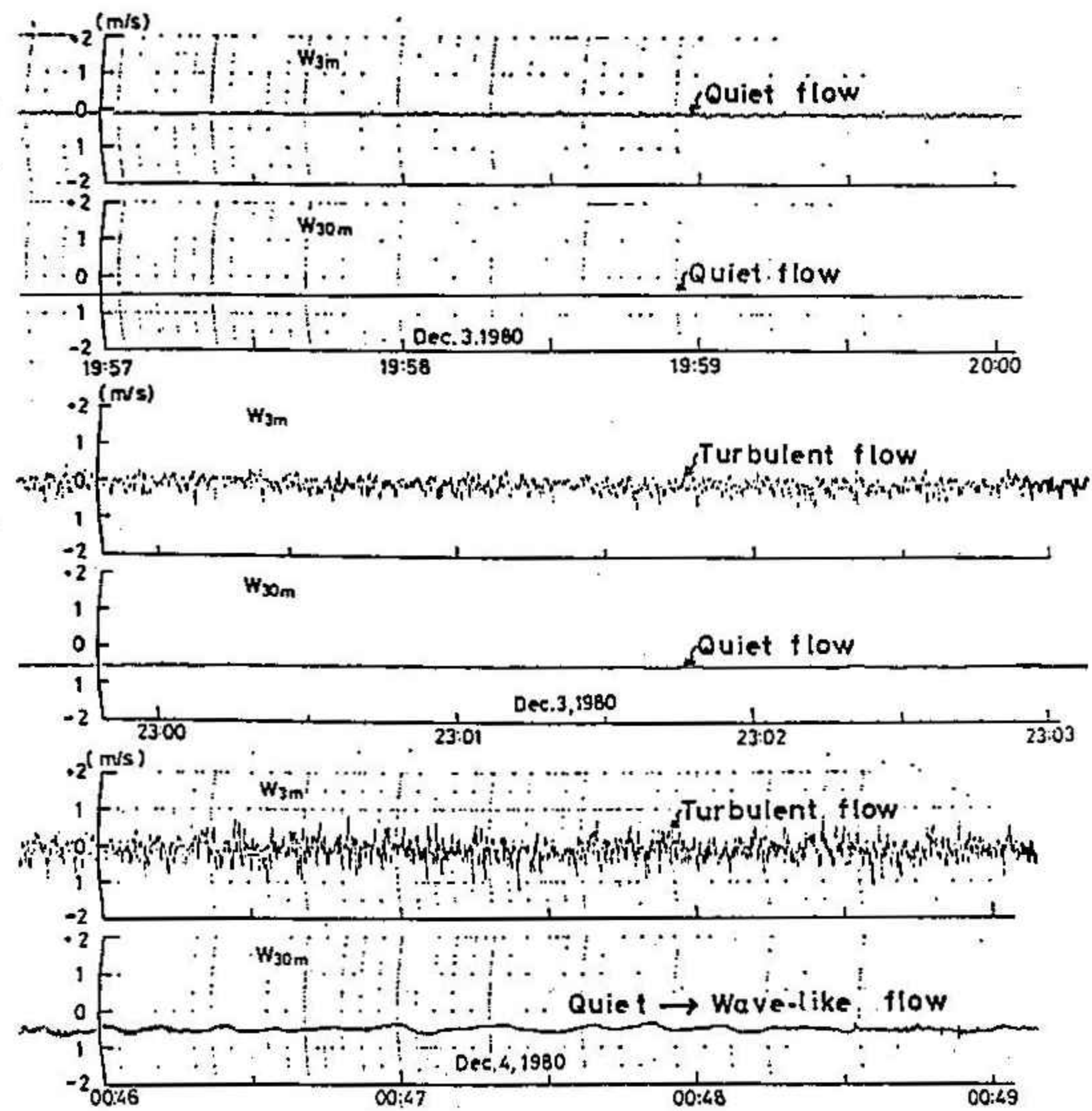
以上の2例は冷気流に伴う波動であるので次に最も単純な冷気流モデルを紹介する。



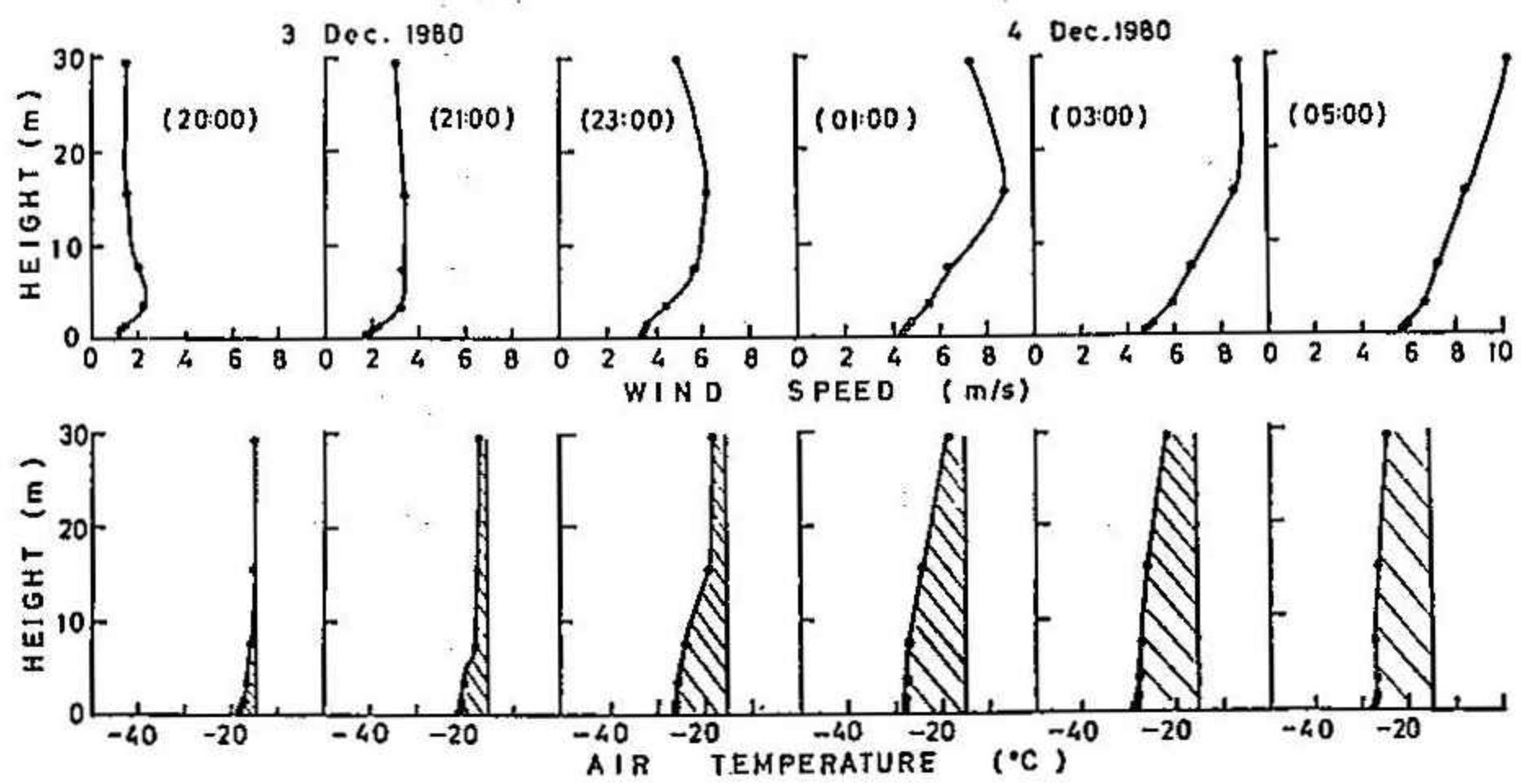
第3図 南極みずほ基地付近で観察された波状雲のスケッチ。A: 1978年10月18日、B: 1978年12月17日(金戸、1982)



第4図 超音波風速計による3 mと30 mの高さの鉛直風速変動 (W_{3m} 、 W_{30m})、波動の観測例



第5図 静流から乱流へ移行する観測例



第6図 第5図に対応する期間の30mまでの水平風速と気温の分布

3. 冷気流の運動方程式

Freeman (1951) は逆転層下の流れとして次の単純な冷気流モデルを示した (第7図)。厚さ h 、密度 ρ の冷気層が地表面に、その上に密度 ρ' の暖かい空気があり、冷気層のみ一様な速度 u で x 方向に流れている。冷気層内の任意の点 (x, z) の圧力 P は次の(1)式で表わされる。

$$P = (h' - h) \rho' g + (h - z) \rho g \quad (1)$$

ただし g は重力の加速度である。コリオリ力と粘性を無視した一次元の非定常流を考慮して、(1)式をナビエ・ストークスの式に代入すれば、次の運動方程式と連続の式が得られる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \left(1 - \frac{\rho'}{\rho}\right) \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u \frac{\partial h}{\partial x} + h \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (3)$$

式(2)、(3)の準線型偏微分方程式の特性方程式は、

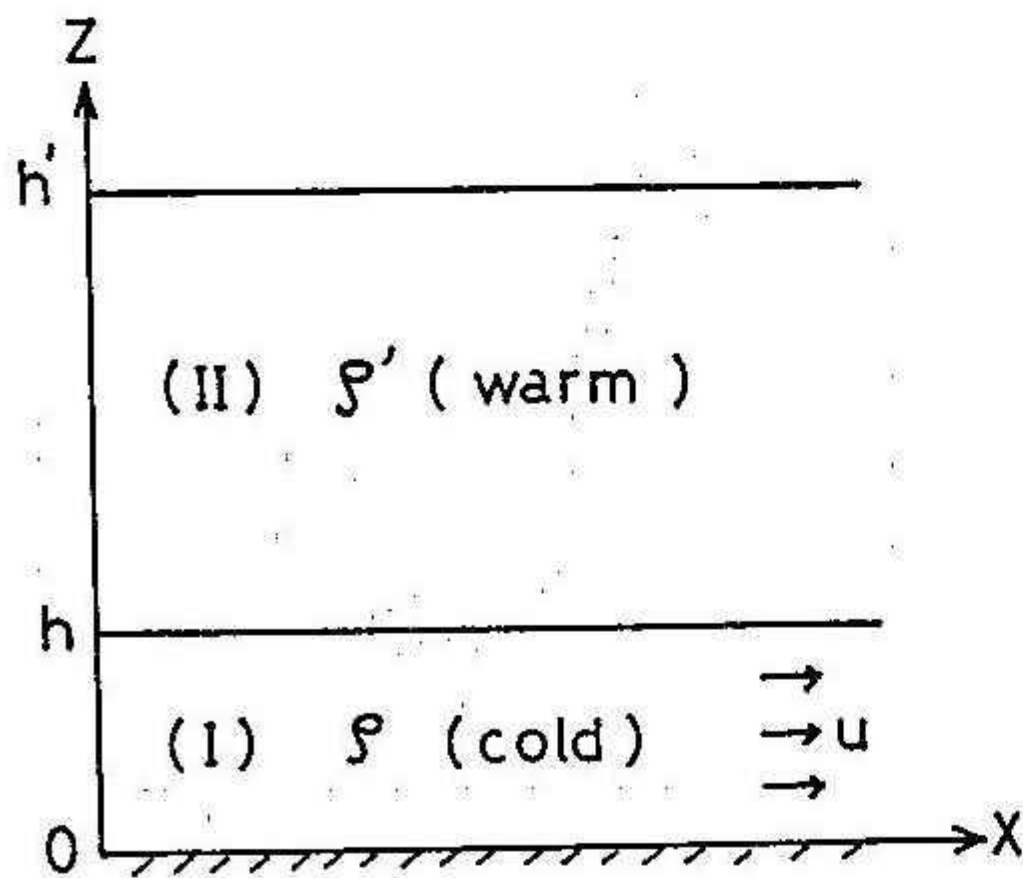
$$dx^2 - 2u dt dx + [u^2 - gh(1 - \frac{\rho'}{\rho})] dt^2 = 0 \quad (4)$$

したがって、

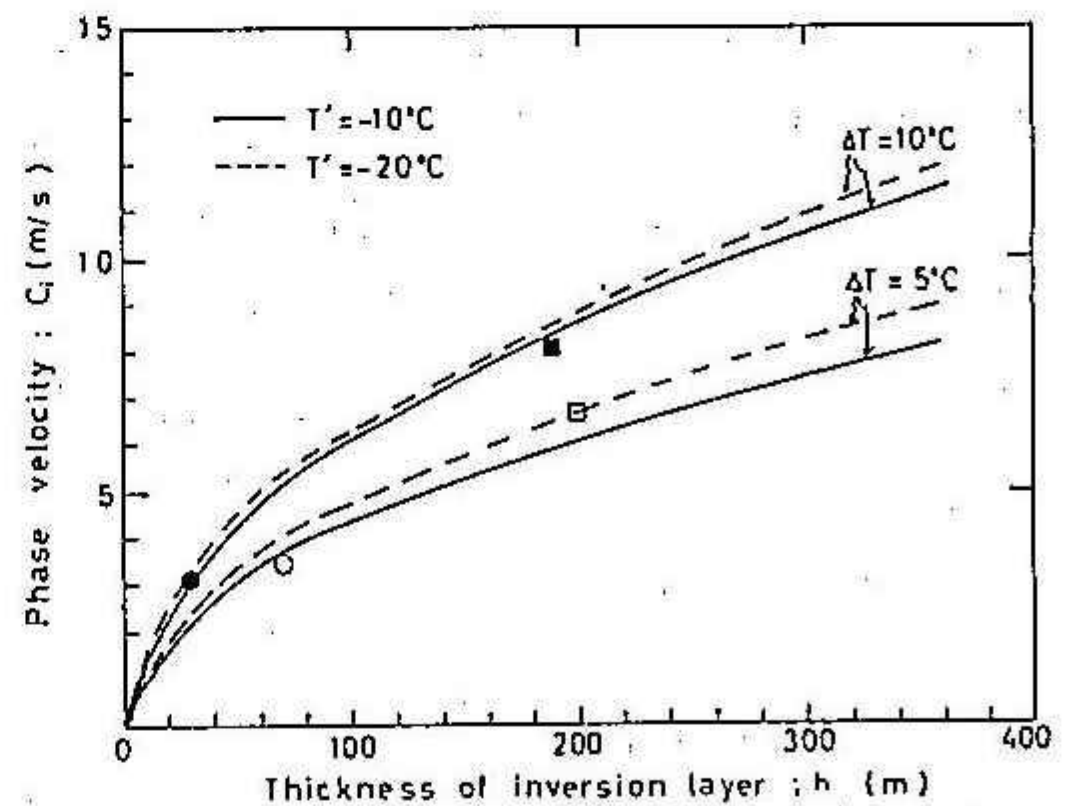
$$\frac{dx}{dt} = u \pm \sqrt{gh(1 - \frac{\rho'}{\rho})} = u \pm c_i \quad (5)$$

ここで $c_i \equiv \sqrt{gh(1 - \frac{\rho'}{\rho})}$ は第7図の I と II の層の間を伝わる重力波の位相速度であることが別の理論的考察によって証明できる。

以上のごとく、冷気流の運動に伴う重力波の位相速度と冷気の厚さの関係は、逆転の強さ (冷気層内の温度とその上の空気層の温度の差 ΔT) がわかれば(5)式から計算できる。その結果を第8図に示した。図ではたて軸に位相速度、よこ軸に冷気の厚さを示し、逆転の強さ ΔT が 5°C の場合と 10°C の場合を、冷気層の上部の温度 T' が -20°C (点線) と -10°C (実線) に分けて計算した結果を表わした。また、図



第7図 最も単純な冷気流のモデル



第8図 冷気流の厚さとその運動に伴う波動の位相速度の関係。 ΔT は冷気流の上部の温度 (T') と冷気流内の温度差、実線は $T' = -10^\circ\text{C}$ の場合、点線は $T' = -20^\circ\text{C}$ の場合の理論値

中には観測値を4例示した。しかし、ここでは波長や周波数に関しては何にも論ぜられないので波の構造を完全に記述することはできない。後で波の解析法について述べる。

4. 波と乱流を分離する方法

波と乱流を分離できた例として、Caughey と Readings(1975)によるイギリスの Cardington での放射霧の研究中に行われた観測があるので紹介する。夜間逆転が形成された時の8、46、93、183 mの4高度での1秒間の水平と鉛直風速 (U 、 W) および温度 (T) のデータを解析した。先ず、FFT 法によるスペクトル解析の結果を示すが、その前に簡単にスペクトルの定義と用語の説明を行う。

(a) クロススペクトル $S_{xy}(n)$

$$|S_{xy}(n)| = \sqrt{C_{xy}^2(n) + Q_{xy}^2(n)} \quad (6)$$

ここで、 $C_{xy}(n)$ はコ・スペクトルと呼ばれ、 $Q_{xy}(n)$ はクオドラチュア・スペクトルと呼ばれる。 n は周波数。ただしクロススペクトルは複素関数で、次の関係をもつ。

$$S_{xy}(n) = C_{xy}(n) - iQ_{xy}(n) \quad (7)$$

したがって、クロススペクトルは二つのシグナル x 、 y によって分けられた平均的なエネルギーを示す。

(b) 位相角 $\Phi_{xy}(n)$

$$\Phi_{xy}(n) = \tan^{-1} [Q_{xy}(n)/C_{xy}(n)] \quad (8)$$

これは2つのシグナルの周波数の位相差を示す。

(c) コヒーレンス COH_{xy}

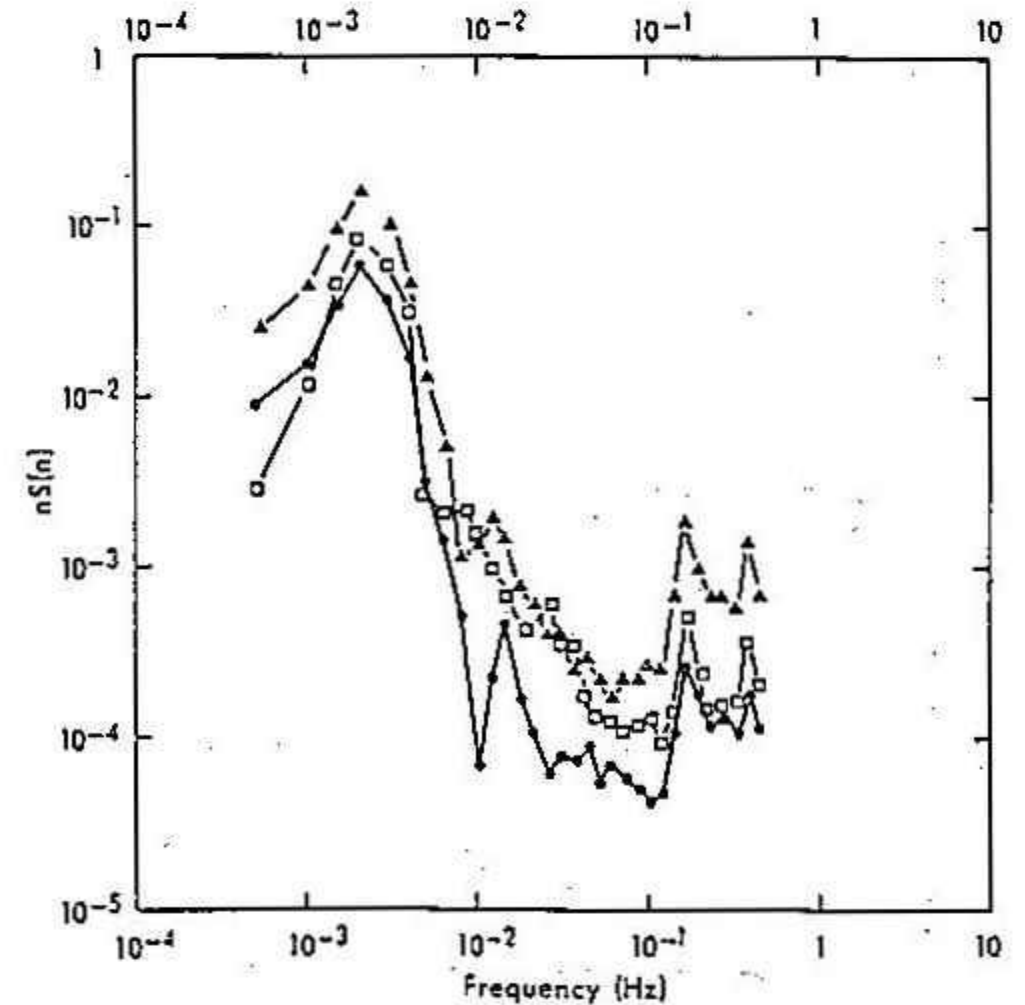
$$COH_{xy}(n) = S_{xy}(n) / S_x(n) \cdot S_y(n) \quad (9)$$

これは2つのシグナルの相関を示し、 $S_x(n)$ 、 $S_y(n)$ は夫々のシグナルのパワースペクトルである。

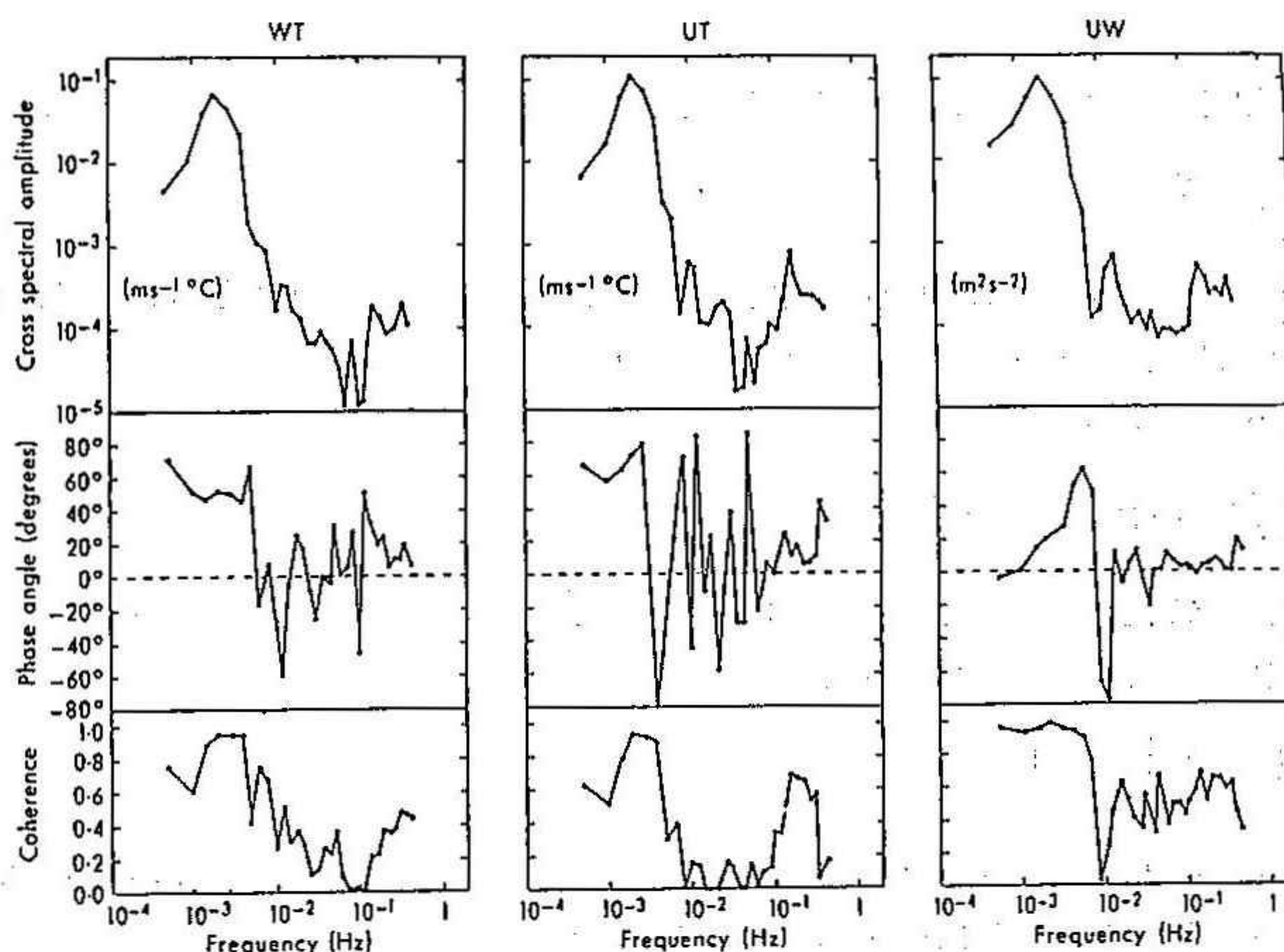
第9図には、183 m 高度の夫々のパワースペクトルを示す。特徴的なのは周波数が 10^{-3} から 10^{-2} Hz の範囲でスペクトルの勾配は n^{-5} を示す。この傾きは波の存在を示唆する。ちなみに完全に乱流のみが発達した場合の慣性小領域でのパワースペクトルの勾配は良く知られているように $n^{-5/3}$ である。更に、夫々のクロススペクトルや位相角、コヒーレンスの計算結果を第10図に示した。明らかなごとく、クロススペクトルは高いコヒーレンスと安定した位相角をもつ所でピークをもつ。その周波数範囲は0.

第1表 第10図から求めたクロススペクトルの卓越ピークの場所の位相角 Φ とコヒーレンス COH (CAUGHEY & READINGS, 1975)

成分	Φ	COH
$\overline{WT}$	48°	0.98
$\overline{UT}$	72°	0.96
$\overline{UW}$	22°	0.98



第9図 183mの高さで測られた鉛直風速 W (●) 水平風速 U (▲)、温度 T (□) のパワースペクトル分布 (CAUGHEY & READINGS, 1975)



第10図 183mの高さで測られた W 、 U 、 T から計算された $\overline{WT}$ 、 $\overline{UT}$ 、 $\overline{UW}$ のクロススペクトル、位相角、コヒーレンスの分布 (CAUGHEY & READINGS, 1975)

$0.002 < n < 0.003 \text{ Hz}$ で、これは周期で8分と5分に対応する。以上のごとく波が存在する場合のスペクトルの特徴について述べたが、更に各位相角の間には理論的には(10)式のごとき自己一貫性 (*Self-consistence*) の関係が存在するが、波の存在のためにこの関係が成り立たない (第1表参照)。

$$\Phi_{WT}(n) + \Phi_{TU}(n) + \Phi_{UW}(n) = 0 \quad (10)$$

ここで理論的には $\Phi_{WT}(n) = 90^\circ$ 、 $\Phi_{UT}(n) = 180^\circ$ 、 $\Phi_{UW}(n) = 90^\circ$ である。また、地表面に近くなると、乱流と対流の効果が増えてスペクトルのピークは顕著でなくなり、コヒーレンスは0.2—0.6位に減少するので、地表面の影響の少ない高さで測定するのが望ましい。

4. 波の構造

波の構造を決定する前に(11)式で定義されるブルント・バイサラ振動 (Brunt-Väisälä frequency) N について調べておくが良い。

$$N = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{g}{\bar{\theta}_v} \frac{d\theta_v}{dz}} \quad (11)$$

ここで θ_v は垂直方向の温位、 $\bar{\theta}_v$ はその平均値、 g は重力加速度、 z は高さである。この N は水平流がない場合の成層大気中の出現可能な波の上限周波数を与えるもので別名「浮力振動数」とも呼ばれる。先の Cardington での観測の場合には $N = 0.003 \text{ Hz}$ であった。従ってデータは $0.0016 \sim 0.0045 \text{ Hz}$ のバンドパスフィルターを通して波の解析を行った。波の解析はその波の位相速度、周波数、周期、波長を決定することである。

a. 位相速度 C_i

位相速度は振動数 n と波数 k によって次式で定義される。

$$C_i \equiv \frac{n}{k} \quad (12)$$

一般に振動数や波数を独立に取り出して測定するのは難かしいので、Gossard 他 (1970) は位相速度に関して気圧と風速の変動から求める式を与えた。その式は理論的に導かれる。すなわち、一般に波動方程式は次のごとく書き下せる。

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + U \cdot \nabla \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho} \nabla p \quad (13)$$

ここで $\mathbf{u}$ 、 p は風速と圧力の変動量、 U は平均流、 ρ は空気の密度、 t は時間である。 $\mathbf{u}$ 、 p について 2 次元の単純な波動解を次式のごとくおく。

$$\begin{pmatrix} u \\ p \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A_u \\ A_p \end{pmatrix} \exp[i(kx - \omega t)] \quad (14)$$

ここで A_u 、 A_p は u と p の振幅、 k は波数、 x は水平方向の距離、 ω は固定点で測定された振動数、 t は時間、 $i = \sqrt{-1}$ である。(14) 式を (13) 式に代入すると、次式が得られる。

$$\rho(\omega - k \cdot U) \mathbf{u} = k \cdot p \quad (15)$$

ここで $n = \omega - k \cdot U$ とおき、 n は流れに乗って測った振動数で固有振動数 (intrinsic frequency) と呼ばれる。従って、(15) 式は

$$\rho \cdot n \cdot \mathbf{u} = k \cdot p \quad (16)$$

となり、次の位相速度に関する式が得られる。

$$C_i \equiv \frac{n}{k} = \frac{p}{\rho \mathbf{u}} \quad (17)$$

b. 周期 T_0

流れの方向で観測される周期は、波長 λ 、流れの速度 $U(z)$ 、位相速度 $C_i(z)$ とすると、次の式で定義できる。

$$T_0 = \frac{\lambda}{U(z) + C_i(z)} \quad (18)$$

T_0 、 λ は高さ z で余り変化がないと仮定できるので、 $U(z) + C_i(z) = \text{一定}$ とみなせる。一般に現象の周期は観測値の時系列から決定でき、流れの速度 (風速) も観測が容易なので、位相速度を予想することができる。

c. 波長 λ

波長は (18) 式から、次のような変形を行って求められる。

$$\begin{aligned} \lambda &= \{U(z) + C_i(z)\} T_0 \\ &= (U(z) + \lambda \cdot n) \frac{1}{n_0} \\ \text{故に } \lambda &= \frac{U(z)}{n_0 - n} \end{aligned} \quad (19)$$

ここで $C_i(z) = \lambda \cdot n$ 、 $n_o = \frac{1}{T_o}$ である。一般に観測値の時系列から、波が在る場合には、谷と山の間隔を T_o と読むことができ、 n も次に述べる方法で観測から決めることができるので(19)式から λ が決まる。

d. 固有振動数 n

ここで簡単な2次元の波動解を次のごとくおく。

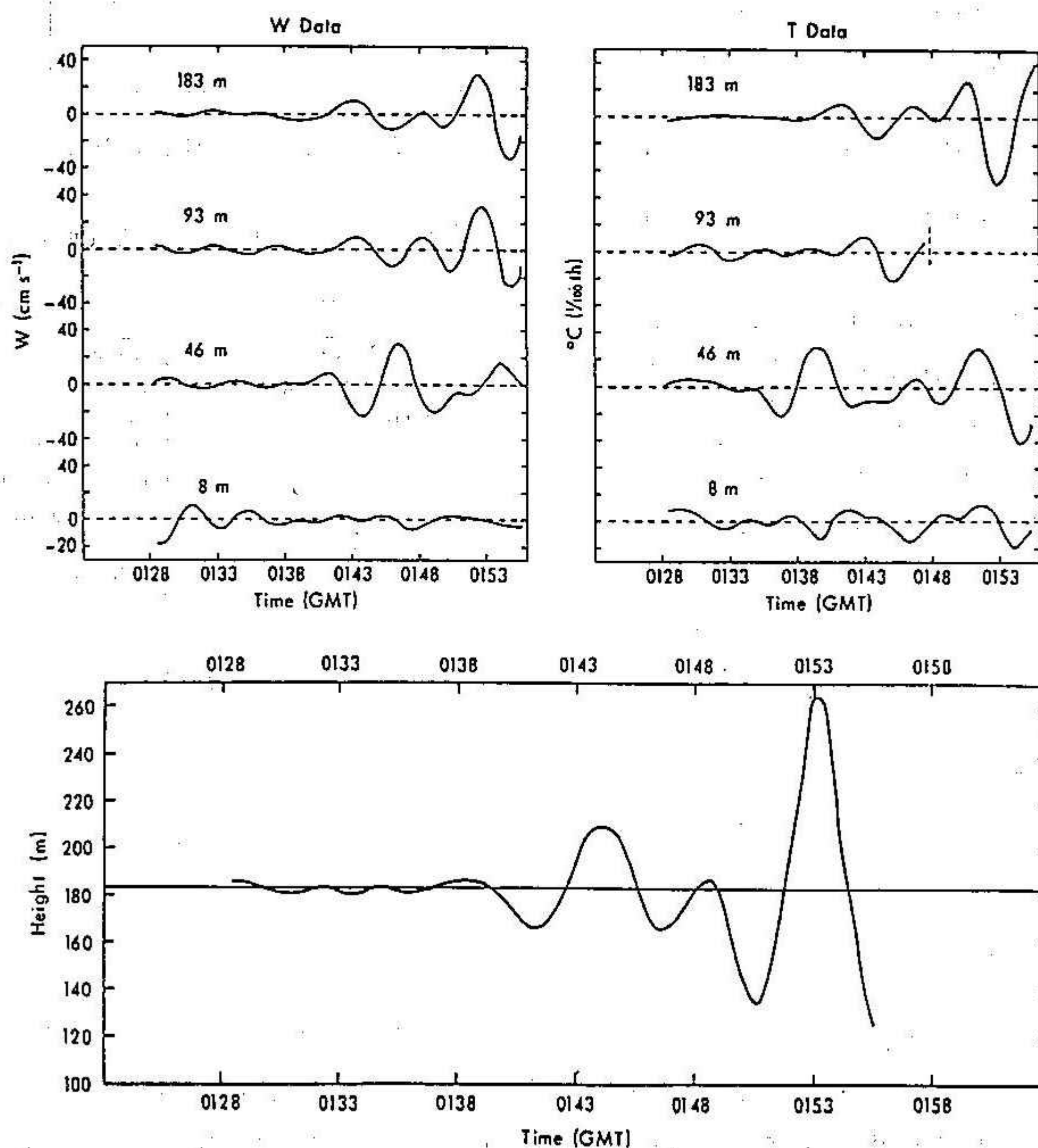
$$z = A \sin(kx - \omega t) \quad (20)$$

ここで z は鉛直方向の変位、 A はその振幅、 k は波数、 ω は振動数、 x は水平方向の位置、 t は時間である。鉛直方向の速度 W は例えば超音波風速計によっても測定は可能である。そこで、

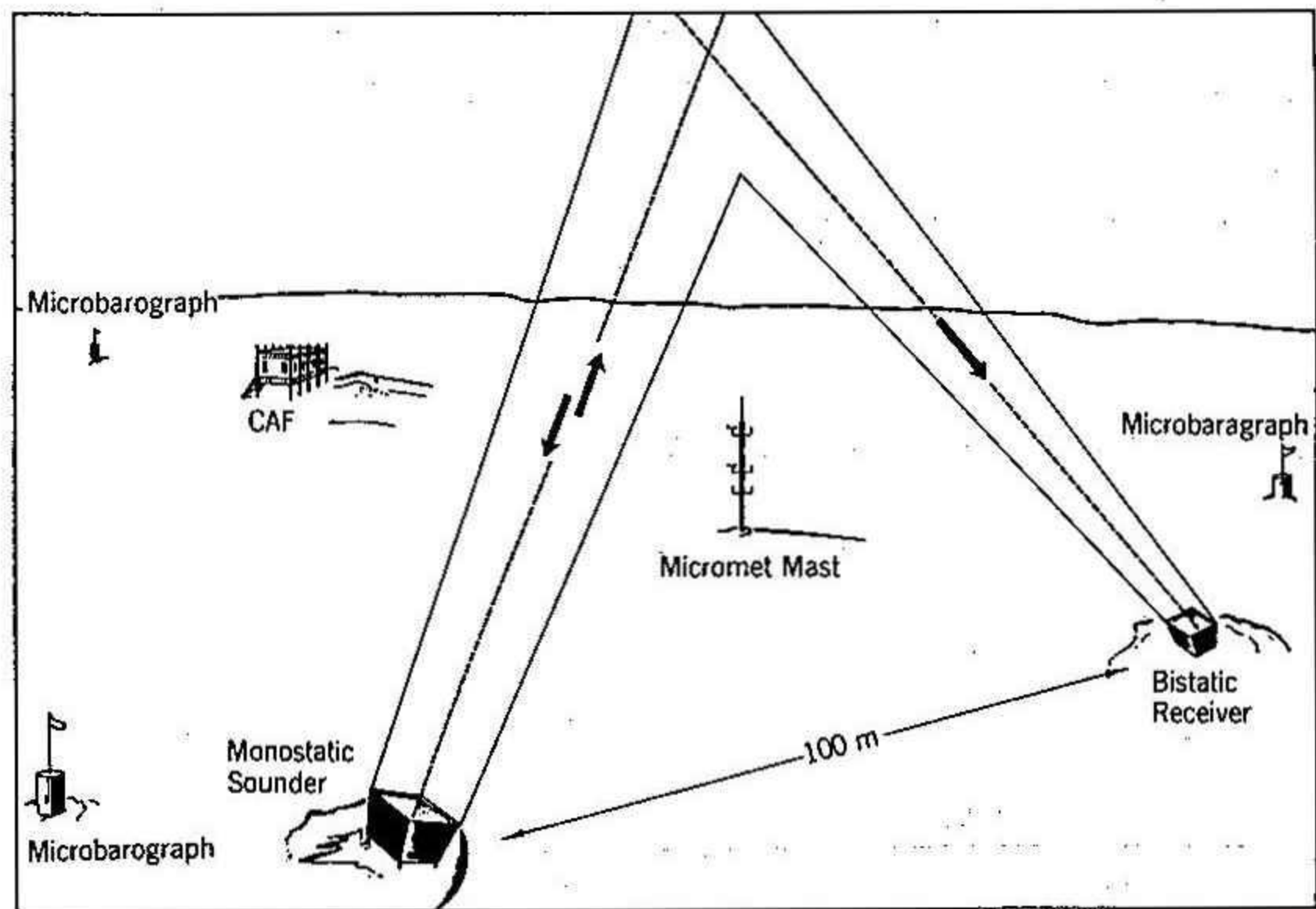
$$W = \frac{dz}{dt} = -(A \cdot \omega) \cos(kx - \omega t) \quad (21)$$

従って、 $A \cdot \omega$ は鉛直速度の振幅 A_ω である。故に、 $A_\omega = A \cdot \omega = A \cdot 2\pi \cdot n$ (22)

例えば、3次元の超音波風速計を用いれば、 A と A_ω は既知であるので n が決定できる。



第11図 バンドパスフィルターを通してスムーズ化された鉛直風速、温度、鉛直変位のデータ
(CAUGHEY & READINGS, 1975)



第12図 アムンゼン・スコット基地における接地逆転層観測システム (NEFF, 1981)

前述の Cardington での測定で、バンドパスフィルターを通した結果を示すと第 11 図のようになる。図の中の W と T に関しては 183 m 、 93 m 、 46 m 、 8 m 高度での変化が示されている。下図は 183 m の高さでの鉛直変位の図で(20)式を表わしている。従って第 11 図からは前述の A_w や A が決まる。これらの図やこれまで考察してきた波の構造を決める関係式から Cardington で測定された波の構造をまとめると第 2 表のごとくなる。

第 2 表 波の構造 (CAUGHEY & READINGS, 1975)

項 目	値
風速 U (183 m)	3.6 m/s
位相速度 C_i (183 m)	$0.9 \pm 0.4\text{ m/s}$
周期 T_0	$5 \sim 8\text{ 分}$
周波数 n_0 又は ω	$0.0035 \pm 0.001\text{ Hz}$
固有振動数 n	$0.0007 \pm 0.0001\text{ Hz}$
波長 λ	$1.3 \pm 0.5\text{ km}$
B-V 周波数 N	0.003 Hz
圧力変動 ΔP (8 m)	0.5 mb

ただし、これまで周波数と振動数という言葉は同意味に使ってきたことを注意しておく。

5. 乱流の発生

乱流が発生するか、成層して安定状態になるかをみる示標として次の式で定義されるリチャードソン数がある。

$$R_i = \frac{g}{\theta_v} \frac{d\theta_v}{dz} \left(\frac{dw}{dz} \right)^{-2} \quad (23)$$

ここで $R_i < 0.25$ の場合に乱流が発生し、 $R_i > 0.25$ の場合に成層して安定になる。ただし成層した場合外部からのじょう乱やシアーが作用すると波動が発生する。ここで $R_i = 0.25$ の値は臨界リチャードソン数と呼ばれ Drazin (1958) によって理論的に導かれた値である。Chiba and Kobayashi (1984) は南極みずほ基地での鉛直風速の変動を解析して臨界リチャードソン付近の乱流特性を報告している。それに

よると波動がない場合は乱流の間欠性 I_w は R_i 数と臨界リチャードソン数付近で $I_w = \exp[-50(R_i - 0.1)^2]$ の関係を示すが、波動が在るとこの関係が大きいくずれることを明らかにした。特に $R_i > 0.4$ で波の存在が示唆された。

6. あとがき

安定大気の乱流と波動の研究は最近横山他 (1981, 1984) によっても行われ、波の解析に浅水波モデルが使われている。また安定層、特に逆転層の構造を可視化する方法として音波レーダが開発され波の構造を調べる有力な方法であることが示された。南極のアムンゼン・スコット基地では音波レーダと微気圧計と微気象観測システムを併用して逆転層の詳細な構造を明らかにした (NEFF, 1981)。その観測システムを今後の研究の参考のために掲げた。

終わりに、昭和 60 年 6 月 1 日付で北大低温研から新潟大に転勤することになった筆者に、この原稿を書く機会を与えて下された北大低温研の遠藤辰雄氏に深く感謝いたします。ただし、筆者の浅学の至りで完全な解説がなし得なかったことを深くお詫びします。しかし今後、北海道に住む研究者によって優れた研究が生まれることを期待し、北海道の冬は安定大気中の乱流と波動の観測には最適地であることを強調する次第です。

文 献

- CAUGHEY, S. J. and READINGS, C. J. (1975) : An observation of waves and turbulence in the earth's boundary layer. *Boundary-Layer Met.*, 9, 279–296.
- CHIBA, O. and KOBAYASHI, S. (1984) : Turbulent characteristics of the vertical wind velocity near the critical Richardson number. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, No. 34*, 62–69.
- DRAZIN, P. G. (1958) : The stability of a shear layer in an unbounded heterogeneous inviscid fluid. *J. Fluid Mech.*, 4, 214–224.
- FREEMAN, J. C. (1951) : The solution of nonlinear meteorological problems by the method of characteristics. In *Compendium of Meteorology* (T. F. MALONE, ed.), American Meteor. Soc., Boston, Massachusetts, 421–433.
- GOSSARD, E. E., RICHTER, J. H. and ATLAS, D. (1970) : Internal waves in the atmosphere from high resolution radar measurements. *J. Geophys. Res.*, 75, 903–913.
- KANETO, S. (1982) : Billow clouds observed at the Mizuho plateau, East Antarctica, *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue, 24*, 65–69.
- 小林 俊一・石川 信敬 (1982) : 積雪面上の冷気流の運動。低温科学、物理篇、41、55–64.
- 小林 俊一・石川 信敬・大畑 哲夫・川口 貞男 (1982) : 第 21 次南極地域観測隊気水圏部門観測概報 1980。南極資料、No. 75、57–74.
- NEFF, W. D. (1981) : An observational and numerical study of the atmospheric boundary layer overlying the East Antarctic ice sheet. *NOAA Tech. Memo., ERL WPL-67*, 272p.
- 横山 長之・水野 建樹・山本 晋 (1981) : 晴夜安定層中の乱流と波動の測定。公害、16-2、69–75.
- 横山 長之・水野 建樹・山本 晋・林 正康・鈴木 基雄 (1984) : 接地安定層中の波動と乱流の解析。公害、19-6、303–312.

斜面風について

札幌管区気象台 予報課 萬納寺 信 崇

斜面風とは斜面に近い空気が加熱(あるいは冷却)された時、浮力(あるいは重力)によって斜面に沿って空気が上昇(あるいは下降)する時の風のことをいう。気象学の教科書に大きく取り上げられる事はないが、考えていくと興味深い点もあるので、理論的な取り扱いや実際の大气中で起こっている現象を、数値実験の結果もまじえて簡単に説明したいと思う。

斜面風の理論として古典的な Prandtl (Sutton (1953) 参照) のものをまず紹介しよう。安定に成層した静止大気を基本場とし、一様に加熱あるいは冷却された α の傾きをもつ無限に続く斜面を考える。水平面に対し α だけ傾いている直交座標系 ξ 、 η 、 ζ (図 1) を座標系にとる。 ξ は斜面の最大傾斜の方向、 ζ は斜面に垂直な方向、 η はそれらに直角な方向である。 u 、 v 、 w はそれぞれ ξ 、 η 、 ζ 方向の速度成分、 θ は平均温位 Θ からのずれの温位である。 g は重力加速度、 f はコリオリパラメタ、 ν 、 κ はそれぞれ運動量、温位の拡散係数であるとする。一応コリオリ力も式にいらておく。物理量は η 方向に一定である事 ($\frac{\partial}{\partial \eta} = 0$) と斜面上で一様な風が吹いていること ($\frac{\partial u}{\partial \xi} = \frac{\partial v}{\partial \xi} = 0$) を仮定すると、連続の式 $\frac{\partial u}{\partial \xi} + \frac{\partial v}{\partial \eta} + \frac{\partial w}{\partial \zeta} = 0$ は、 $\frac{\partial w}{\partial \zeta} = 0$ になる。そして $\zeta = 0$ で $w = 0$ という境界条件をおくことにより全領域で $w = 0$ になる。この時方程式系は次のようになる。

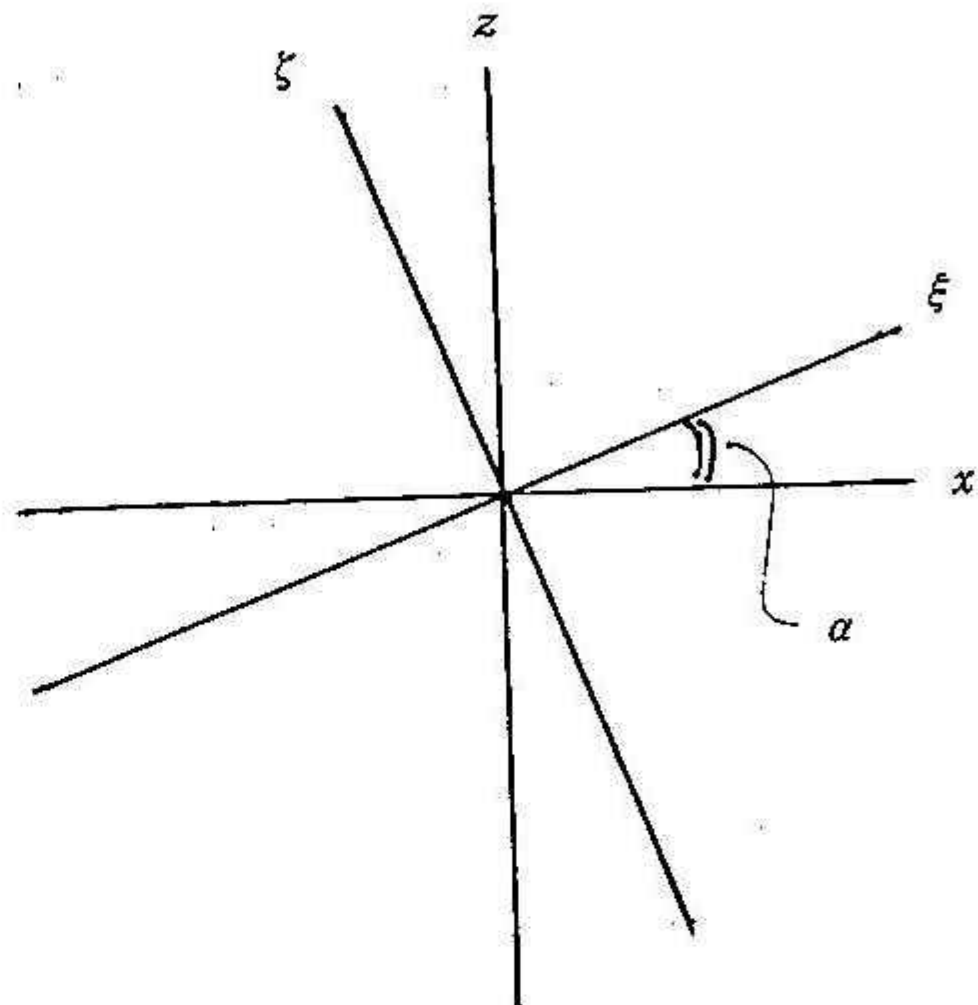


図 1 用いた座標系 (ξ , η , ζ) と x - z 座標系との関係

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\theta}{\Theta} g \sin \alpha + f \cos \alpha v + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} \quad (1. a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -f \cos \alpha u + \nu \frac{\partial^2 v}{\partial \xi^2} \quad (1. b)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial \xi} = \kappa \left(\frac{\partial^2 \theta}{\partial \xi^2} + \frac{\partial^2 \theta}{\partial \zeta^2} \right) \quad (1. c)$$

さらに基本場として温位勾配が定数 (Γ) である静止した大気に対応する物理量とそれからのずれにわけける。

$$u = 0 + u' \quad (2. a)$$

$$v = 0 + v' \quad (2. b)$$

$$\theta = \Gamma z + \tilde{\theta} \quad (2. c)$$

$\tilde{\theta}$ は ξ のみの関数で z にはよらないとする。(以下 u' 、 v' の ' を省略する。) 擾乱についての方程式は次のようになる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\tilde{\theta}}{\Theta} g \sin \alpha + f \cos \alpha \cdot v + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} \quad (3. a)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -f \cos \alpha \cdot u + \nu \frac{\partial^2 v}{\partial \xi^2} \quad (3. b)$$

$$\frac{\partial \tilde{\theta}}{\partial t} = -u \Gamma \sin \alpha + \kappa \frac{\partial^2 \tilde{\theta}}{\partial \xi^2} \quad (3. c)$$

Prandtl の解を求めるために、 $\frac{\partial}{\partial t} = 0$ 、 $v = 0$ 、 $f = 0$ とすると次のような式が導かれる。

$$\frac{\tilde{\theta}}{\Theta} g \sin \alpha + \nu \frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} = 0 \quad (4. a)$$

$$-u \Gamma \sin \alpha + \kappa \frac{\partial^2 \tilde{\theta}}{\partial \xi^2} = 0 \quad (4. b)$$

(4. a) は摩擦と浮力のつりあい、(4. b) は移流と地面からの熱輸送とのつりあいである。

$\xi = 0$ で $u = 0$ 、 $\tilde{\theta} = \tilde{\theta}_0$ 、そして $\xi \rightarrow \infty$ で u 、 $\tilde{\theta} \rightarrow 0$

という境界条件で次のような解をもつ。

$$u = \tilde{\theta}_0 \left(\frac{g}{\Gamma \Theta} \frac{\kappa}{\nu} \right)^{1/2} \sin \left(\frac{\xi}{l_s} \right) \exp \left(-\frac{\xi}{l_s} \right) \quad (5. a)$$

$$\tilde{\theta} = \tilde{\theta}_0 \cos \left(\frac{\xi}{l_s} \right) \exp \left(-\frac{\xi}{l_s} \right) \quad (5. b)$$

$$\text{但し、} l_s^4 = 4 \times \frac{\Theta}{\Gamma g \sin^2 \alpha} \cdot \kappa \nu \quad (6)$$

この解の形を図 2 に示す。 $\xi = \pi l_s / 4$ の高さで風速は最大値になる。この解では、風速は斜面の傾きによらない事、基本場の安定度が大きいほど (Γ が大きいほど) 風速が小さい事、斜面表面の温度 deviation ($\tilde{\theta}_0$) が大きいほど風速が大きい事をしめしている。Mannouji (1982) の数値実験の夜間の斜面下降風の強さは Γ 、 $\tilde{\theta}_0$ でうまく説明できる。

Prandtl の方程式に境界条件の時間変化やコリオリ力や加熱域が有限であることをつけ加えて研究したものがいくつかある。非定常状態を考えたものとしては、坂本、石田 (1973)、Asai and Mitsumoto

(1978) のものがある。方程式系は (3. a、c) で $f = 0$ 、 $v = 0$ とおいたものである。このとき、時間 scale は $N_a = \left(\frac{g \Gamma}{\Theta} \right)^{1/2} \sin \alpha$ で特徴づけられる。これは傾いた Brunt-Väisälä 振動数と考えてよい。通

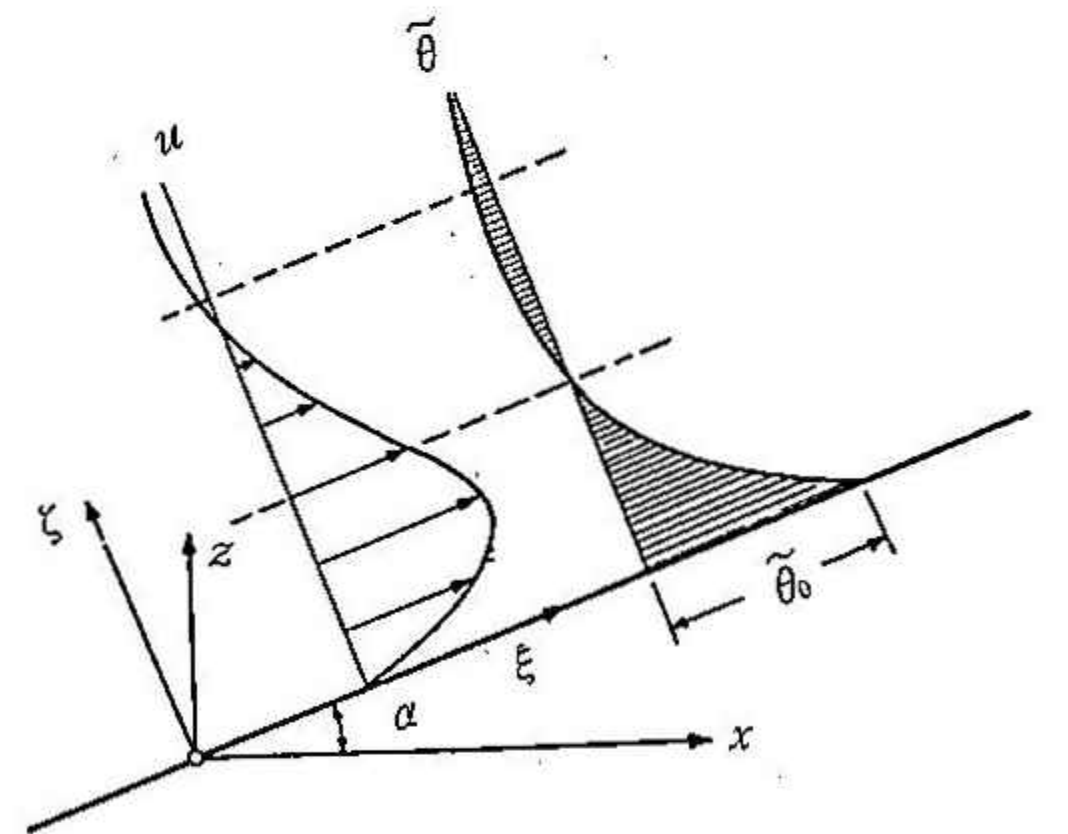


図 2 Prandtl の解、 u と $\tilde{\theta}$

常の N の表現の g 、 Γ のかわりにそれぞれ $g \sin \alpha$ 、 $\Gamma \sin \alpha$ という斜面に沿った量を与えたものと考えられるからである。また、境界層の厚さ scale l_s は傾いた浮力境界層の厚さと考えてよい。

Mahrt and Schwerdtfeger (1970) はコリオリ力を考慮した定常解を取り扱った。方程式系は (3. a、b) の $\frac{\partial}{\partial t} = 0$ とし、一般場の気圧傾度項を付け加えたものである。温位の高さ分布は既知のものとして与えている。これを傾斜が 1.7×10^{-3} rad 程度の斜面にあてはめた。この時接地逆転層内の風のスパイラルは斜面の方向と地衡風の強さと方向とのかねあいできさまに変化する。この場合、境界層はエクマン境界層の性質をおびる。

萬納寺・近藤 (1982) は定常状態で浮力境界層的な流れが起こるかエクマン境界層的な流れが起こるかを (3. a、b、c) で $\frac{\partial}{\partial t} = 0$ とおいた方程式系を用いて考察した。また、簡単な数値実験で時間変化の様子も調べた。 $\mu = \left(\frac{N}{f}\right)^2 \frac{\nu}{\kappa} \tan^2 \alpha$ という無次元数で境界層の性質が変わることを示した。 $\mu > 1$ の時には Prandtl の解に近く、時間スケールは斜面に沿った浮力振動数 N_a で特徴づけられる。 $\mu < 1$ の時にはエクマンスパイラルによく似た構造となり、時間スケールは斜面上の慣性周期 $f_a (= f \cos \alpha)$ である。 $\mu = 1$ になるのは中緯度では $\alpha \sim 10^{-2}$ rad 程度の斜面である。これはちょうど根室や稚内から大雪

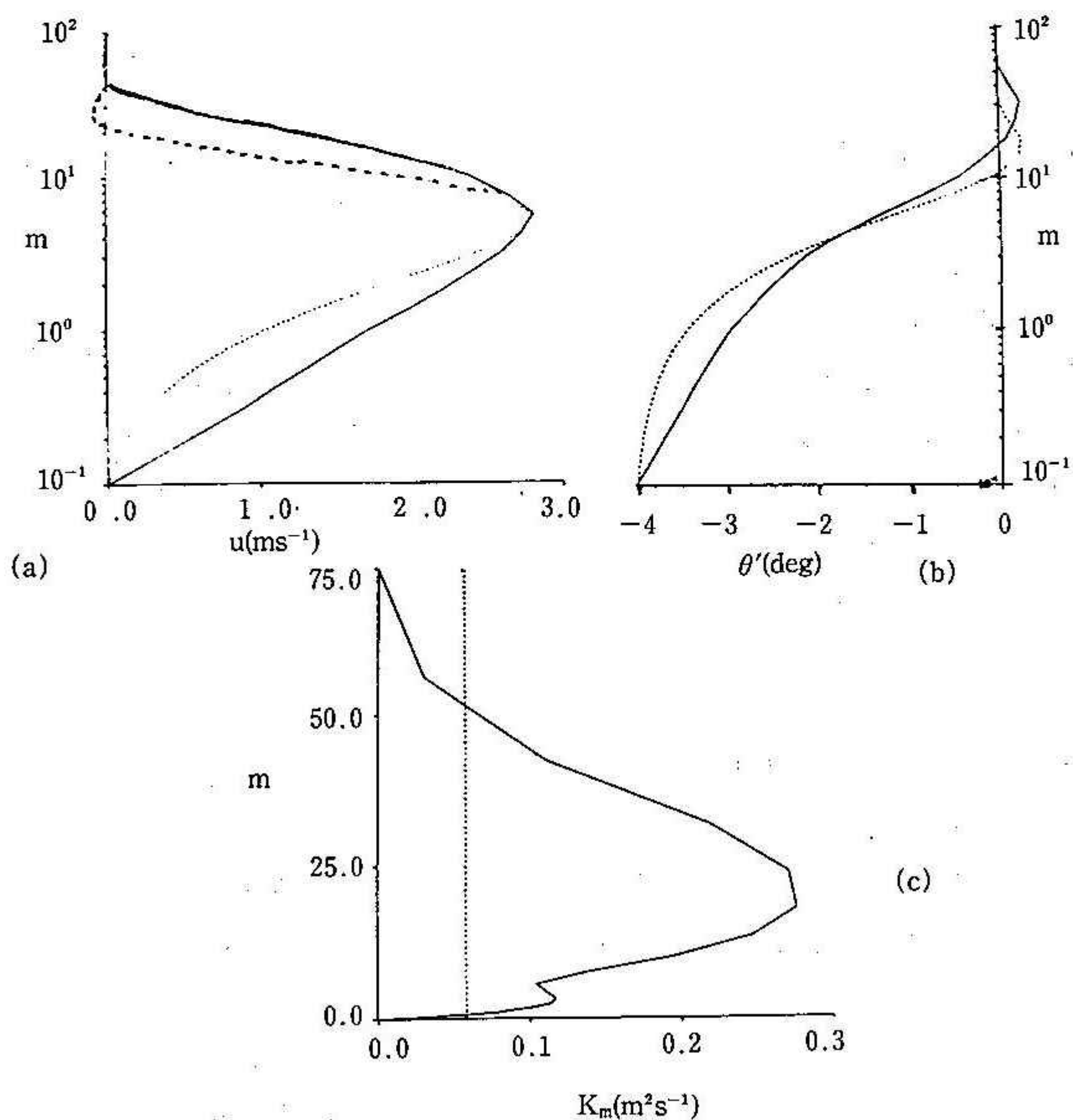


図3 定常解での風速 (a)、温位のずれ (b)、運動量の渦粘性係数 (c) 高度分布。Rao and Snodgrass(—)と Prandtl(-----)との比較。(Rao and Snodgrass(1981))

山・旭岳の頂上を見上げる(?)位のゆるい斜面である。従って普通の斜面風を考えるにあたってはコリオリ力は関係ない。つけ加えておくと、 μ というのは N_α と f_α との比(の2乗に ν/κ をかけたもの)である。また、傾いたエクマン境界層スケール $l_E (= (2\nu/f_\alpha)^{1/2})$ と傾いた浮力境界層スケール l_b との比(の4乗)でもある。

コリオリ力はいってないが、無限の斜面のうち一部だけを加熱・冷却した場合について考えた Kondo (1984) の研究がある。有限長 l を加熱あるいは冷却した場合、 l の長さのヒートアイランド上にできる熱的境界層の厚さ h_T と斜面の高さの半分 $h_s (= 0.5 \times l \sin \alpha)$ との大小関係によって斜面に近い所の流れの性質が変化する。 $h_s > h_T$ の時は流れはプラントルの理論の流れに近い； $h_s < h_T$ のときは流れは対流に近くなる。実際の斜面においては、流れはどちらの性質をもつだろうか。 h_T は $\nu^{1/3}$ に比例する。 ν は昼間で $50 \text{ m}^2/\text{s}$ くらい、夜間で $0.1 \text{ m}^2/\text{s}$ くらいなので h_T は昼は大きく、夜は小さい。一方、 h_s は昼も夜も変わらない。そこでパラメタレンジによっては昼は $h_s < h_T$ で対流のような流れができ、夜は $h_s > h_T$ でプラントルの解のような流れができる事がある。斜面風の研究で夜の下降風を扱ったものが多いのはこのような背景があるのかもしれない。

Rao and Snodgrass (1981) は一様な斜面下降風の数値実験を行った。方程式系は基本的には (3. a、c) で $f = 0$ とおいたものと同じである。但し、 κ 、 ν は乱流運動エネルギーの方程式を解いて求めているため、時間や高さで渦粘性係数が変化する。静止した大気を初期条件として、定常状態が実現するまで時間積分した。図3に Prandtl の解との比較を示す。(a)、(b)は高さが log スケールで目盛っている、図2とは少し見た目が違う。)両者の様子はだいたい似ている。しかし、細かい事まで議論するには κ 、 ν が一定でない事を考えに入れた方がいいと思う。

斜面風を理解するため解析的なやり方とは別のアプローチとして、斜面風の内部の構造は考えずに、ある厚さの冷気の層を考えるやり方がある。板の上を水が流れるように斜面を冷気が流れ落ちてゆくというような考え方で、下降流を考えるとよく使われるようだ。Ball (1956) の古典的な論文がある。地面との摩擦は風速の2乗に比例する事(比例係数は k)、冷気流の厚さ h は一定である事を仮定する。コリオリ力がなく、定常状態では地表面との摩擦力と重力がつりあっている。

$$\frac{h\theta'g\alpha}{\Theta} - k u^2 = 0 \quad (7)$$

θ' は冷気と周囲の空気との温位差である。冷気の供給量として、一定の $Q (= hu)$ を与えると風速は $u = (\frac{Q\alpha\theta'g}{k\Theta})^{1/3}$ で決まる。Prandtl の結果とは違い、 u は斜面の傾斜 α に依存する。Manins and Sawford (1979) も冷気流のやりかたで、流れの層がその上の空気を取り込むこと (entrainment) も考慮した研究をした。彼らによると、地面との摩擦よりも上の層との entrainment の方が抵抗として大きい。

最近では斜面風を傾いた境界層としてとらえる研究がいくつかある事を付け加えておく(例えば Sorbjan (1983))。

理論の話はここまでにして斜面風は実際の大気中でどのような場面で起こっているかをみてみよう。大気中では斜面風は1日周期の局地循環を構成する要素となっている。日がのぼると斜面は日射によって熱せられる。斜面が暖まってから斜面風が吹き始めるまでの時間は斜面に沿った浮力振動数に対応す

る時間（数十分のオーダー）である。日がのぼって海風が吹き始めるまでの時間は3～4時間であるので、斜面では海岸より早く昼間の風系の谷風に変わる（Asai and Mitsumoto (1978)）。山地では斜面上昇流に伴う積雲ができる事も観測されている（例えば Braham Jr. and Draginis (1960)）。昼間はいわゆる渦粘性係数が大きくなり、斜面風は厚くなる。あまり厚くなると、山地を大きなヒートアイランドとみなしたほうが適切である場合もある事は前に示した（Kondo (1984)）。

斜面風らしい斜面風が吹くのは夜の間である。斜面下降風が吹き始めるのは日没のころで、海風が陸風に変わる時刻よりも早い。朝と同様、山地では海岸よりも早く夜間の風系である山風にかわる。盆地の斜面で冷やされた空気は盆地の夜間冷却過程に影響を及ぼすことが母子里盆地や赤井川盆地で観測されている（真木、他 (1984)、播磨屋、他 (1985)）。山地斜面で形成された冷気が直接盆地の底に流れ込み、盆地内の大気を冷却する効果もあるが、これは日没のころのわずかの時間の事にすぎない。盆地底の温位の方が、斜面上の冷気の温位よりも低くなるので、斜面で形成された冷気は盆地の底まで行き着くことなく、盆地中央部の上空に移流、堆積する。そして盆地上空の気温を下げることによって大気から地面への長波放射量を減少させ、盆地底の冷却量を大きくする、という効果がある。

局地循環の数値実験で斜面風を取り入れているものに Mahler and Pielke (1977)、Asai and Mitsumoto (1978)、Mannouji (1982) などがあるが、斜面風の構造までは言及していない。斜面風に注目した研究では Yamada (1981) の論文がある。10 km×7 km くらいの範囲で三方を500～800 mの標高差の山に囲まれたような地形で起きた夜間の下降流を三次元数値モデルでシミュレーションした。モデルの結果と観測とを比較しているが、地表近くの風は一致しない点もある。これは観測が不十分だったた

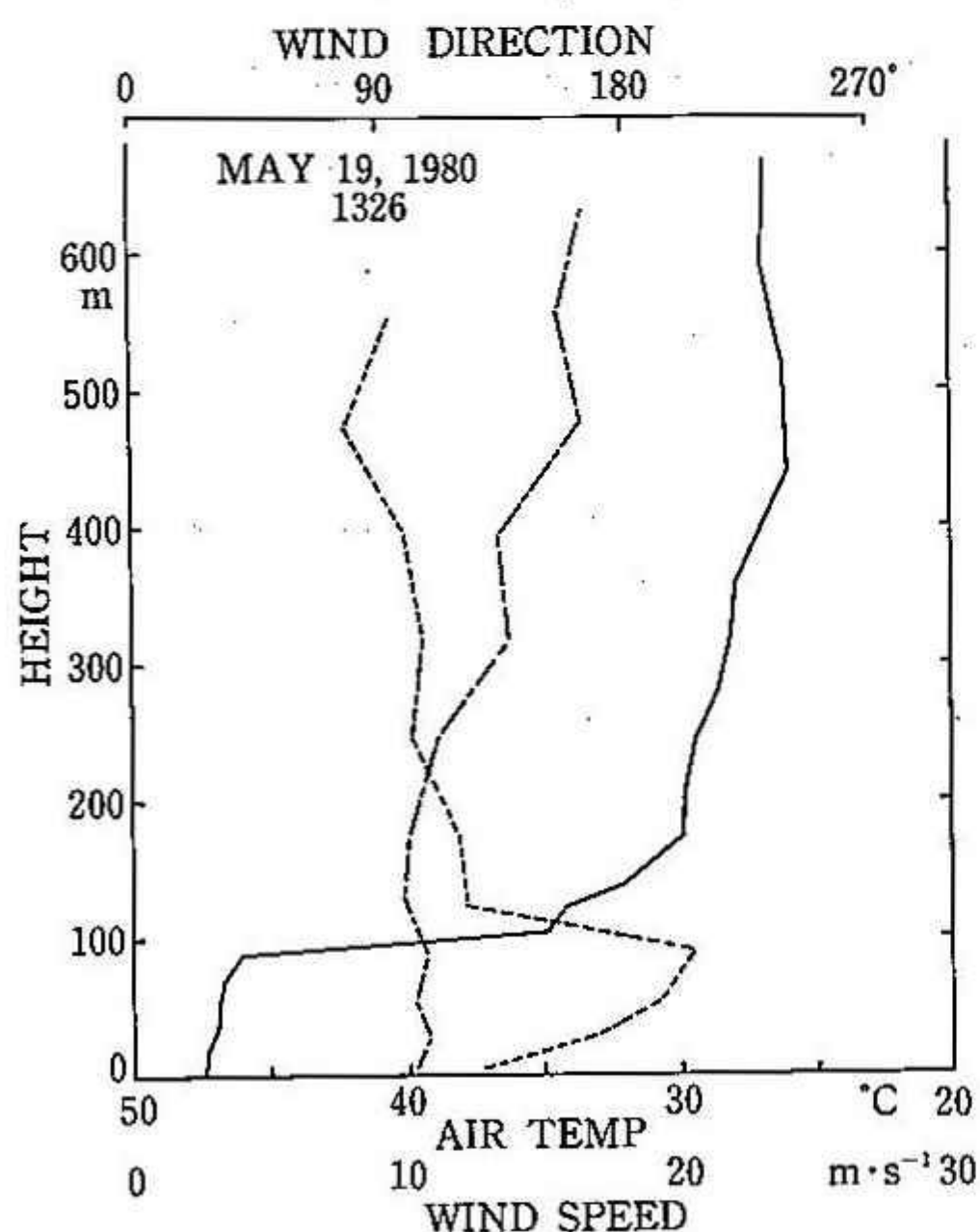


図4 みずほ基地でのカタバ風観測の例。気温（—）、風速（- - - - -）風向（- · - · -）。(大畑 (1982))

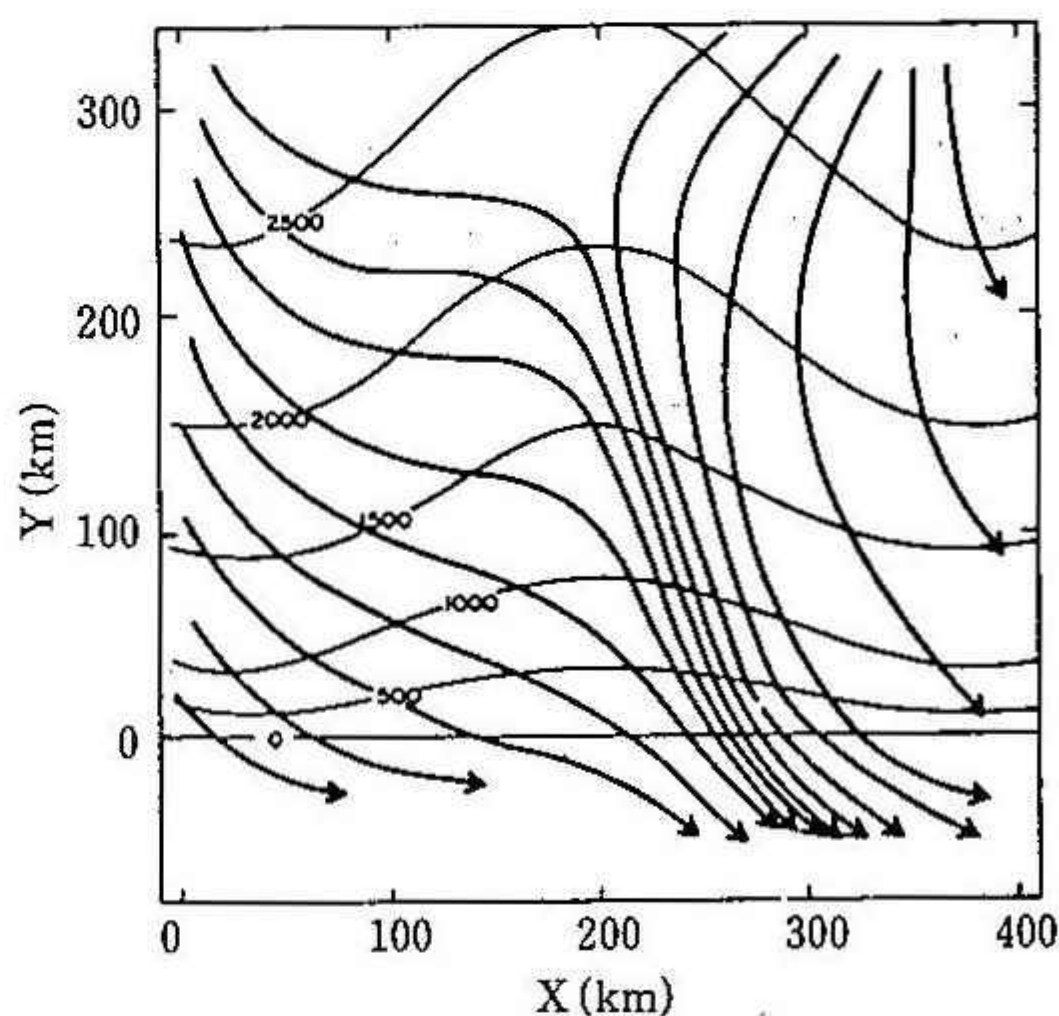


図5 約50 mの高さの流線。図の向きは上が南、左が東。地形の等高線は細い実線がかいてある。(Parish (1984))

めか、あるいは森林による drag がモデルに考慮されていないためであるようだ。斜面風の数値モデルもまだ改良すべき点が残っているようである。

局地風以外の斜面風では、南極大陸氷床上の katabatic wind とよばれる斜面下降風がある。略してカタバ風とよぶ事が多い。氷床で冷やされた空気が大陸表面をすべり落ちて行く風である。南極大陸は半径 2000 km くらいの大きさを海岸から 1000 km くらいが斜面で高さは 3000 m に達する。ちょうど札幌から富士山までだらだら登っていくような傾斜のゆるい斜面である。中央部は傾斜のほとんどない高原地帯である。この周辺部の斜面で強い風が常に吹いている。この斜面の途中にあるみずほ基地のあたりでは冬の間、高さ約 300 m、強さ 10~20℃ くらいの逆転層内で、風速 20 m/s くらいのカタバ風が吹いている。観測の一例を図 4 に示す (大畑 (1982))。このくらいの傾斜だとコリオリ力がきいてきて地表面の風向は最大傾斜の方向から反時計回りに 45° の方向である (Parish (1982))。逆転層ができる程に極めて安定に成層しているので、乱流が起こるのはシアの大きい所に限られる。それは地面から風速の最大である高さくらいまででそこから上は層流になっていると考えられる。Adachi and Kawaguchi (1984) がカタバ風の一次元の数値実験を行なっているが、温位は観測値をあたえているので充分でないだろう。Parish (1984) は速度、温度ともに変数として三次元の数値実験を行ない、尾根の東斜面に風が集中することを示した (図 5)。空気が冷えるのは雪氷面との熱交換の効果もあるが、乱流の及ぶ高さが低いので、赤外放射によって直接冷える効果も無視できない。放射をきちんと勘定にいった数値実験は見当たらないようだ。カタバ風の高さを決めるのに南極大陸上の子午面循環による 3 mm/sec 程度の下降流もきいてくるかもしれないが、平均的下降流と斜面風の厚さの関係についての研究はないようだ。南極大陸の子午面循環は下層での流出、上層での流入、大陸上での下降流からなる (Rubin and Weyant (1963))。また、大気赤外放射による冷却は下降流による断熱昇温によって補償されている (White Jr. and Bryson (1967))。放射や下降流がカタバ風とどのような関係にあるのかはまだ研究がなされていないようである。

斜面風について考えてみると意外と面白い点がある。山風は農作物に被害を与える事もあるだろうし、大気汚染物質の移流、拡散にも大きく関係する。カタバ風に始まって南極大陸上の子午面循環の事を考え出すと、水蒸気の循環や南極大陸の水収支に興味に移り、気候変動の問題にも関連してくるかもしれない、とますますいろいろな事を考えだす。斜面風もいろいろな問題を提起してくれる。

参考文献

- Adachi, T. and S. Kawaguchi, 1984 : Numerical simulation of katabatic wind at Mizuho Station, East Antarctica. *Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **34**, 37–53
- Asai, T. and S. Mitsumoto, 1978 : Effects of an inclined land surface on the land and sea breeze circulation : A numerical experiment. *J. Meteor. Soc. of Japan*, **56**, 559–570
- Ball, F. K., 1956 : The theory of strong katabatic winds. *Aust. J. Phys.*, **9**, 373–386
- Braham, R. R. Jr. and M. Draginis, 1960 : Roots of orographic cumuli. *J. of Meteor.*, **17**, 214–226
- 播磨屋敏生、真木 雅之、菊地 勝弘、谷口 恭、大平 貴裕、吉弘 雅士、1985 : 北海道赤井川盆地における夜間冷却の観測、北海道大学地球物理学研究報告、**45**、29–41
- Kondo, H., 1984 : The difference of the slope wind between day and night. *J. Meteor. Soc. of Japan*, **62**, 224–233
- Mahler, Y. and R. Pielke, 1977 : The effects of topography on sea and land breezes in a two dimensional numerical model, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1151–1162
- Mahrt, L. J. and W. Schwerdtfeger, 1970 : Ekman spirals for exponential thermal wind, *Bound. -Layer Meteor.*, **1**, 137–145
- 真木 雅之、播磨屋敏生、菊地 勝弘、谷口 恭、堀江 成人、1984 : 盆地における夜間冷却過程、北海道大学地球物理学研究報告、**43**、17–29
- Manins, P. C. and B. L. Sawford, 1979 : A model of katabatic wind, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 619–630
- Mannouji, N., 1982 : A numerical experiment on the mountain and valley winds, *J. Meteor. Soc. of Japan*, **60**, 1085–1105
- 萬納寺信崇、近藤 裕章、1982 : 回転系における斜面風について、公害、**17**、247–257
- 大畑 哲生、1982、私信
- Parish, T. R., 1982 : Surface winds over East Antarctica, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 84–90
- Parish, T. R., 1984 : The numerical study of strong katabatic winds over Antarctica, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 545–554
- Rao, L. S. and H. F. Snodgrass, 1981 : A nonstationary nocturnal drainage flow model, *Bound. -Layer Meteor.*, **20**, 309–320
- Rubin, M. J. and W. S. Weyant, 1963 : The mass and heat budget of the Antarctic atmosphere, *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 487–493
- 坂本 雄三、石田 完、1973 : 熱収支を考慮した斜面下降風の非定常モデル、低温科学、Ser. A, **31**, 87–105
- Sorbian, Z., 1984 : A model study of the stably stratified steady-state atmospheric boundary layer over a slightly inclined terrain, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1863–1874
- Sutton, O. G., 1953 : *Micrometeorology*, McGraw Hill
- White Jr., F. D. and R. A. Bryson, 1967 : The radiative factor in the mean meridional circulation of the Antarctic atmosphere during the polar night, *WMO Tech. Note*, **87**, 199–224
- Yamada, T., 1981 : A numerical simulation of nocturnal drainage flow, *J. Meteor. Soc. of Japan*, **59**, 108–122

II 昭和59年度第2回支部研究発表要旨

日時 : 昭和59年11月16日(金) 13時~17時

場所 : 札幌管区気象台会議室(2F)

- | | | |
|--|------------------|---|
| 1. 室蘭、札幌、ニセコにおける自然放射性物質の変動状態について | 室蘭工業大学 | ○ 佐藤裕…… 22
望月定
丹治辰男
沖野典夫 |
| 2. 北半球太平洋上大気中の自然放射性物質と大気電気導電率 | 室蘭工業大学 | ○ 望月定…… 24
丹治辰男
沖野典夫
松村信男 |
| 3. オホーツク海の海水分布について | 札幌管区気象台 | 麻生正…… 26 |
| 4. オホーツク海とベーリング海の海水の関係 | 札幌管区気象台 | 佐藤清富…… 28 |
| 5. 冷夏・暑夏に至る前兆と環流のプロセスについて | 札幌管区気象台 | 石井英夫…… 30 |
| 6. 韓国果樹地帯における冬期の局地低温について
韓国農村振興庁果樹試験所 | 北大・環境研 | ○ 高橋英紀…… 32
金容九
金夢燮 |
| 7. 札幌用天気図型分類の試み
一大気汚染を考慮して一 | 北大・環境研 | 平松親…… 34 |
| 8. 氷晶核と雪結晶の形態 | 北大・理学部 | ○ 佐藤昇…… 36
菊地勝弘 |
| 9. アメダス積雪深データについて | 札幌管区気象台 | 金戸進…… 38 |
| 10. 石狩湾上の降雪雲のレーダー観測
(SHAROP-PartII) | 北大・環境研
北大・理学部 | ○ 東根聡…… 40
村上正隆
菊地勝弘
谷口恭 |
| 11. 大雪をもたらす降雪雲の事例解析
一ゾンデ、レーダ、サテライトの資料による一 | 北大・低温研 | ○ 遠藤辰雄…… 42
若濱五郎
藤吉康志
山田知充
小西啓之
入川真理 |

1 室蘭およびニセコにおける自然放射性物質の変動状態について

佐藤 裕、望月 定、丹治 辰男、沖野 典夫
(室蘭工業大学)

1. はじめに

我々のまわりを取りまく自然放射能を正確に把握しておくことは、人工放射性物質が増加しつつある現在特に重要性を増している。大気中の自然放射能は古くから世界各地で観測されてきた。それらの観測結果によると大気中の自然放射能の濃度は気象条件、地形、土質およびその状態などにより大きく変動し、そのため強い地域性をもつことが見いだされている。

日本においては、本州の各地で今日まで観測され詳しく報告されているが、北海道においては過去にいくつかの報告があるだけで自然放射能の実態についてはまだ余り明確にされてきていない。そこで我々は室蘭、ニセコの大気中に出現する自然放射能の濃度の変動パターンを把握するために1981年6月から3年間観測を続けてきた。室蘭では毎月約1週間、ニセコでは冬に約1週間の連続測定を行った。また、ニセコにおいては地表面および積雪面からのRn-222の発散も同時に測定し大気中の自然放射能の濃度との関係を探ってみた。

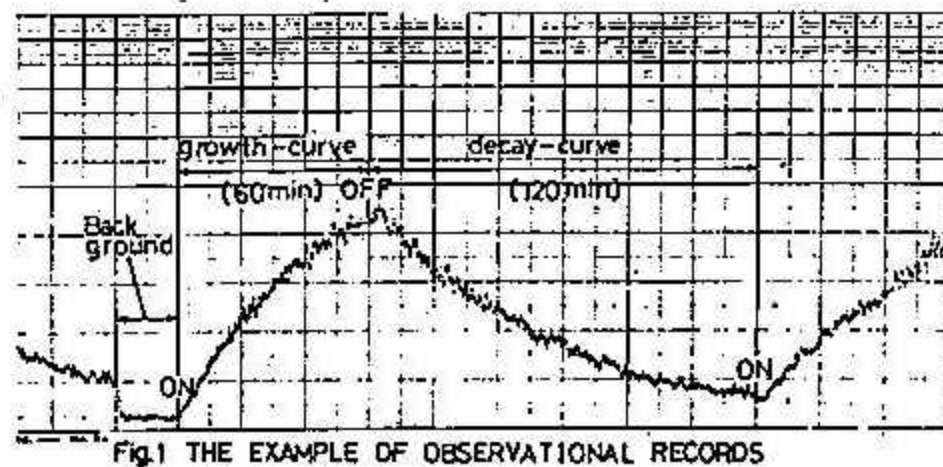
観測は現在も継続中であるが、本報告では3年間にわたって観測してきた結果の中間報告として、室蘭における大気中の自然放射能濃度の日変動、年変動、ニセコにおける日変動およびRn-222の地表面、積雪面からの発散について報告をする。

参考までに1982年7月、札幌(手稲山山頂)で観測された日変動(図8)もあわせて報告する。

2. 測定方法

2-1 大気中の自然放射能濃度(ラドン濃度)の測定

我々はラドン濃度を求めるためにフィルターパック法を適用した。地上1メートル付近の大気をサンプリング装置で1時間吸引(500 l/min)し、フィルター(東洋濾紙社製 GB-100 R)上に放射性エアロゾルを捕集した。放射線(ベータ線)の検出にはGM管(アロカ社 GM-5004)を使用した。装置の計数効率0.106、捕集率は0.92である。測定は3時間ごとに連続に行い、濃度解析はDecay-curveを用いて計算した。(図1)



2-2 地表面および積雪面からのRn-222の発散測定

Rn-222の発散測定には、Wilkeningの方法をモデルとして改良した方法を適用した。地表面上にサンプリング用捕集器を設置し、Rn-222の崩壊に伴うアルファ線を検出するために電離箱を使用した。サンプルエアはTn-220、イオン、ラドンとトリンの娘核種を取り除き電離箱に導入した。得られた電離電流はレコーダーに連続的に記録した。発散率は純粋Rn-222で校正した電離箱の校正曲線を用いて換算した。なお、

積雪面からの発散測定は捕集器を積雪面に設置することで、上記と同様の手順で行った。(図2)

3. 結果と考察

3-1 室蘭におけるラドン濃度の日変動、年変動

図3(a)、(b)、(c)、(d)に1981年6月から1984年7月までの各月の日変動を示す。東京や名古屋ではラドン濃度は明け方近くに最大となり、午後から夕方にかけて最小となるパターンの日変動を示す例が多いが、室蘭ではそのようなパターンはほとんど得られなかった。これは観測場所が山々に囲まれ、しかも太平洋に面した位置にあるため気象条件が比較的不安定であることに起因しているようである。

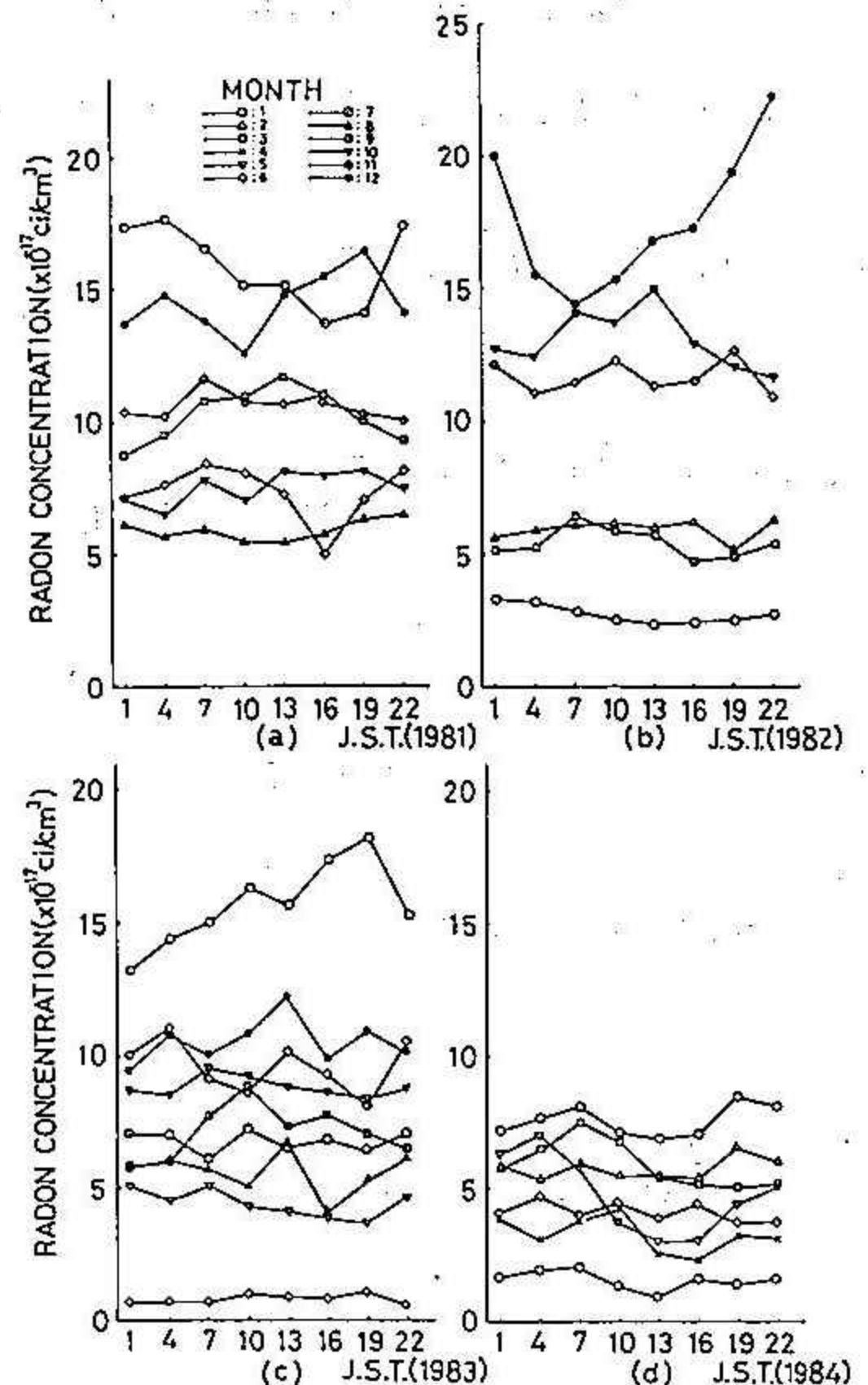
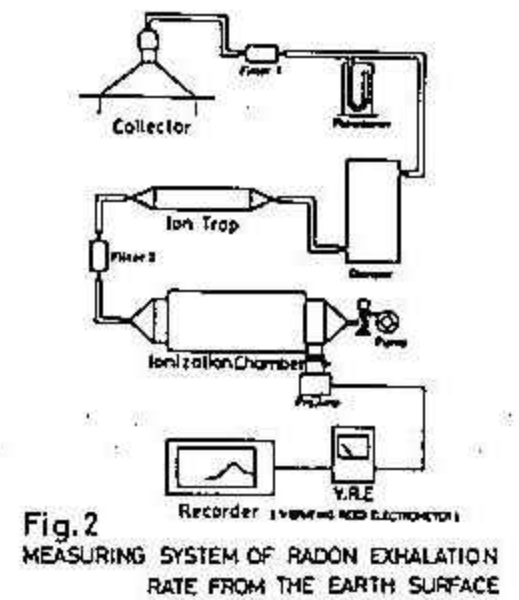


Fig. 3 DIURNAL VARIATION OF RADON CONCENTRATION (AT MURORAN)

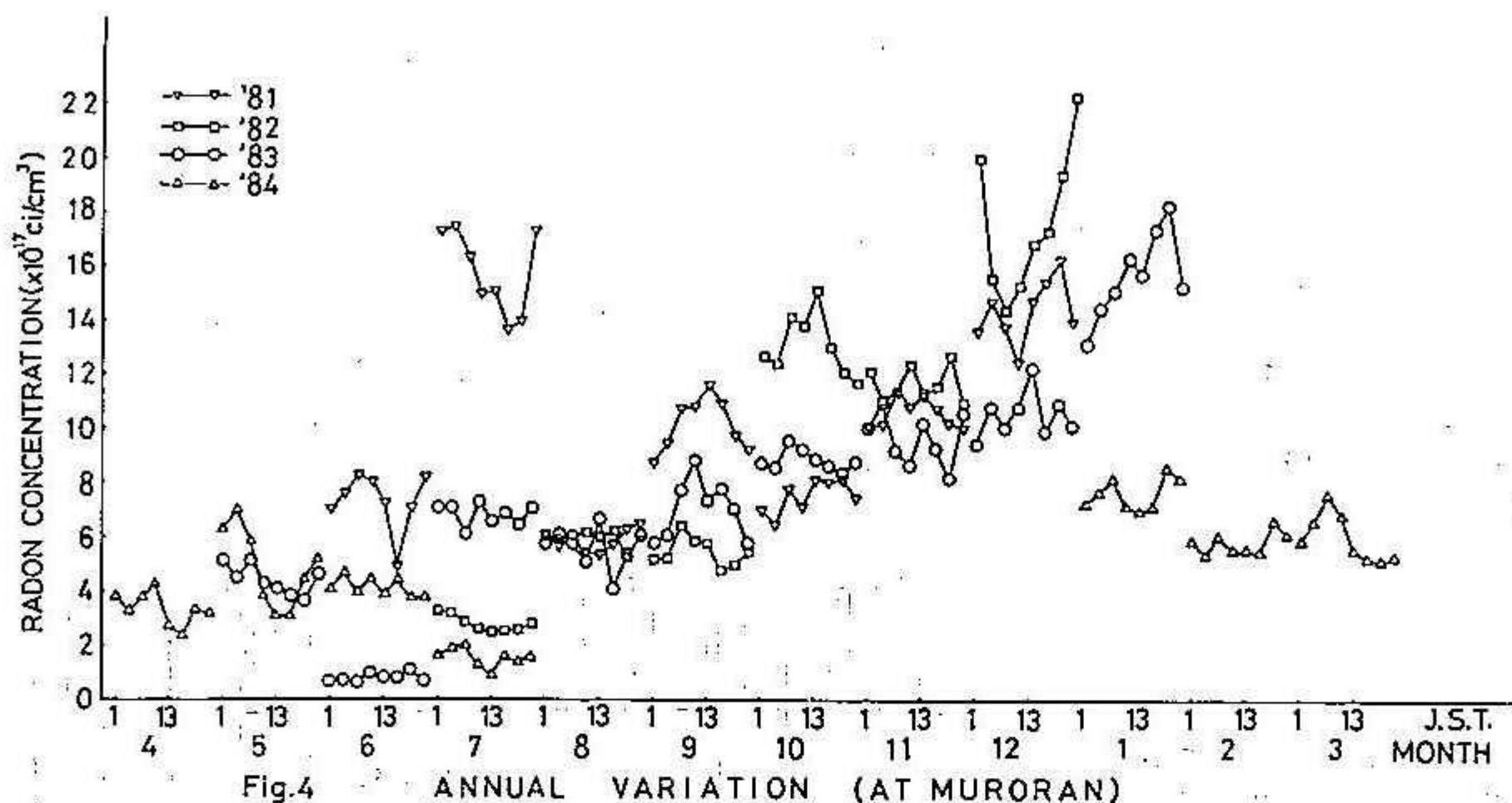


Fig.4 ANNUAL VARIATION (AT MURORAN)

図4に月別年変動を示す。ラドン濃度は気象条件に大きく左右されるので、同じ月でもその年によってかなりのバラツキがある。特に霧が発生し気象の不安定な6、7月では顕著な差が表われている。しかし、一年を通してみると春から夏、秋、冬へとラドン濃度がしだいに増加していくのがよくわかる。この理由としては、日本では晩秋から冬にかけて北西の季節風が卓越し、アジア大陸上の大気中にある自然放射性物質を含んだ空気が季節風によって日本方面へ運ばれてきて、その分だけ加算されるためと考えられる。しかし、これについては今後気象要素解析も行い明確な理由を追求する必要がある。

3-2 ニセコにおけるラドン濃度の日変動

図5に1982年1月6~10日、1984年1月8~13日に得られた日変動の結果を示す。ニセコでの日変動は昼に最大になり夜から朝方にかけて最小になるパターンを示した。これは夜から朝方にかけて気温がかなり低下し、約2メートルに積もった雪が締まってくるため地表面からのRn-222の発散が抑えられた結果と思われる。このようなパターンは雪国特有のものと言えるかもしれない。

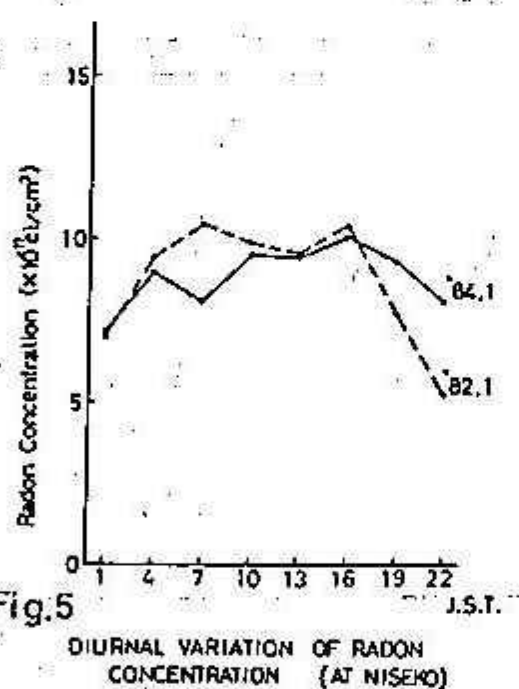


Fig.5 DIURNAL VARIATION OF RADON CONCENTRATION (AT NISEKO)

3-3 ニセコにおける地表面および積雪面からのRn-222の発散

3-2で考察したことを確かめるために、我々は地表面および積雪面からのRn-222の発散を測定し気温の変動と比較してみた。

図6に捕集器を地表面上に設置した場合に得られた結果の一部を示す。かなり良い相関関係が地表面からのRn-222の発散と気温変動との間に見られた。さらに、両者の変動形態には明らかな時間的ズレが見られる。これは気温上昇による熱が約2メートルの積雪のためにすぐには地面の状態変化に影響をおよぼさないためと考えられる。

図7に捕集器を積雪面上に設置した場合に得られた結果の

一部を示す。この日は一日中気温が低く、このような条件下では予想通り積雪面からの発散率はかなり低い値を示した。

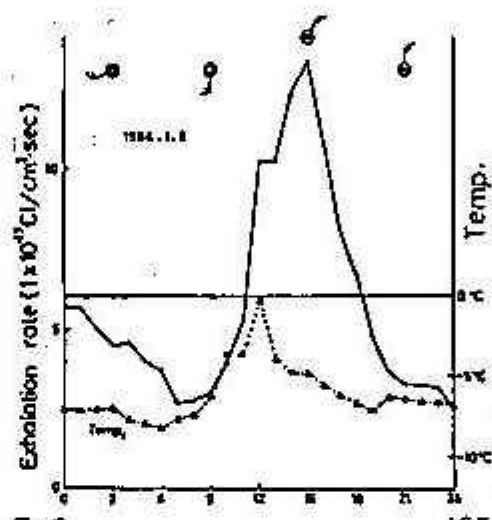


Fig.6 AN EXAMPLE OF DAILY VARIATION OF RADON EXHALATION RATE MEASURED ON THE EARTH SURFACE AT NISEKO

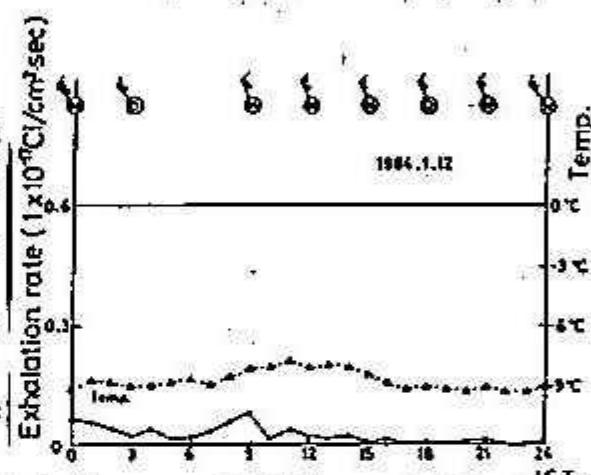


Fig.7 AN EXAMPLE OF DAILY VARIATION OF RADON EXHALATION RATE MEASURED ON THE SNOW SURFACE AT NISEKO

図8に1982年7月札幌(手稲山山頂)で観測されたラドン濃度の日変動を示す。

4. まとめ

室蘭における3年間の観測結果では、大気中のラドン濃度の日変動には一定した変動パターンは見られなかった。

また、年変動は春先から夏、秋、冬へとラドン濃度が上昇していく。

冬のニセコにおける日変動は昼に最大になり夜から朝方にかけて最小になるパターンを示した。

また、Rn-222の発散率と気温変動の間には良い相関関係が見られた。今後、積雪面からのRn-222の発散過程をさらに明確にするために地表面と積雪面両面の同次発散測定や積雪の深さによるRn-222の濃度測定を行う予定である。

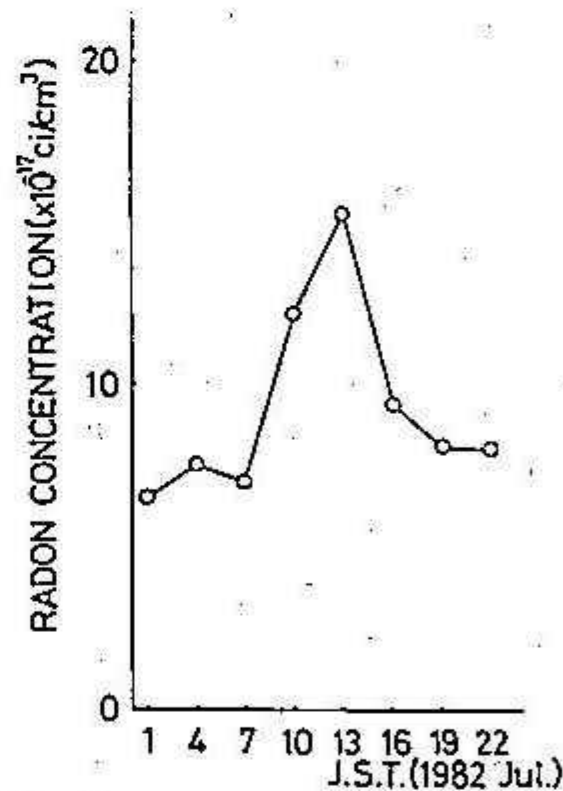


Fig.8 DIURNAL VARIATION OF RADON CONCENTRATION (AT TEINE)

2 北半球太平洋上大気中の自然放射性物質と大気電気導伝率

望月 定・丹治辰男・沖野典夫・松村信男 (室蘭工大・工)

1. はじめに 人為源の重金属エアロゾルを含む大気エアロゾルの地球規模での拡散分布の調査研究は、海面近傍大気の大気粒子汚染のバックグラウンド、海洋大気環境動態は握の面から重要な基礎的課題となってきた。しかし、その重要性にもかかわらずこの種の調査研究は近年減少の傾向をたどっているのが現状である。我々は、陸地にその起源をもつ自然放射性物質 $Rn-222$ に着目して、これをトレーサとして陸上から洋上に拡散するエアロゾルの動態を把握すべく船舶を利用しての観測を 1975 年以来種々の海域で実施してきた。さらに広範囲の太平洋海面近傍大気中に分布する $Rn-222$ とその娘核の状態を把握するために、1982 年 11 月 22 日から 1983 年 2 月 24 日にかけて東京大学海洋研究所の研究船白鳳丸の KH-82-5 航海に乗船し、北太平洋及び東部熱帯太平洋上での船上観測を行った。

本報告では、同時に行った大気電気導伝率の連続測定結果と合せ $Rn-222$ の分布傾向と大気電気導伝率の変動状態につき報告する。

2. 測定法及び測定海域

放射性物質濃度測定は、検出器としてシリコン・サーフェスバリア型半導体放射線検出器 (HORIBA Ltd, 300 SB 120L) を用いたフィルタパック法により、アルファ線スペクトロメトリを行い算出した。使用したフィルタはメンブランフィルタ (TOYO ROSHI Co., Ltd. TM 300) で測定間隔は全コース 4 時間～6 時間で、測定分析時間は 4000 秒で行った。

大気電気導伝率測定は、ゲルティエン型コンダクティビティメータを使用し、全コース 10 分間隔で行った。又同時に全コース 20 分間隔で光散乱法によるパーテクルカウンタを用いてミュー粒子濃度と同粒径分布、エイトケン粒子濃度の測定、さらに、アンダーセンエアサンプラを用いてエアロゾル組成分析用試料捕集を適宜に行った。観測海域は図 1 に示した太平洋で、コースは東京ーサンフランシスコーアカプルコー5°S, 117°Wーサンディエゴーホノルルー東京に至る海域である。各コースの日付は寄港した場所での日時を付記して示した。

3. 結果と考察

図 2 に東京ーサンフランシスコ間で得た結果を示した。図中横軸は航路に沿った船の位置を経度で、左の縦軸は放射能 Ci/cm^3 (図中の実線)、右の縦軸は大気電気導伝率 S/m (図中の点線)、 Rn 相当濃度は $Po-218, Po-214$ 測定値より算出した。天気はビューホルト記号で示した。図から明らかなように、 Rn 濃度はかなりの変動を示しながらも相対的にアジア大陸から北米大陸近辺まで減少傾向を示している。濃度変動幅はほぼ 1～0.05 の範囲にあるが、150°E より 170°W までは風向が西あるいは西北西であったことと

相まってアジア大陸起源の Rn を追跡測定していたものと思われる、以後の海域では風向が北のとき高く、南のとき低く、又北米大陸近くでは大陸に近づくにつれて急激に高くなるので北米大陸起源のものを測定していたと思われる。130°W 付近で直線的に示した濃度変化は、船が 40°N, 130°W 付近で停船あるいは漂流したとき得たもので、この付近での定点測定とも考えられ、 $0.052 \sim 0.61 \times 10^{-17} Ci/cm^3$ のほぼ一けたにわたって変動していることが見出される。さらに詳細な気象解析はまだ進行中であるが、北太平洋中央部においても風向と濃度との間に相関があるようである。 Rn 濃度と大気電気導伝率との関係では、次の図 3 と 4 でさらに明らかに現われているが北太平洋中央部においても逆相関関係が見出され、 Rn 濃度が低い、即ち陸地起源のエアロゾルが少ない、したがって大気電気導伝率は高くなるという傾向を示していると考えられる。陸上においては、 Rn 濃度の上昇は大気電気導伝率の増加に寄与するのであるが、陸地をはるか離れた太平洋上では濃度は $1/50 \sim 1/100$ に減り、大気電気導伝率に関与するというよりは陸地起源のエアロゾルの影響を示すトレーサであると考えられるが妥当であろう。いつれにせよ今後さらに追求すべき事象ではあ

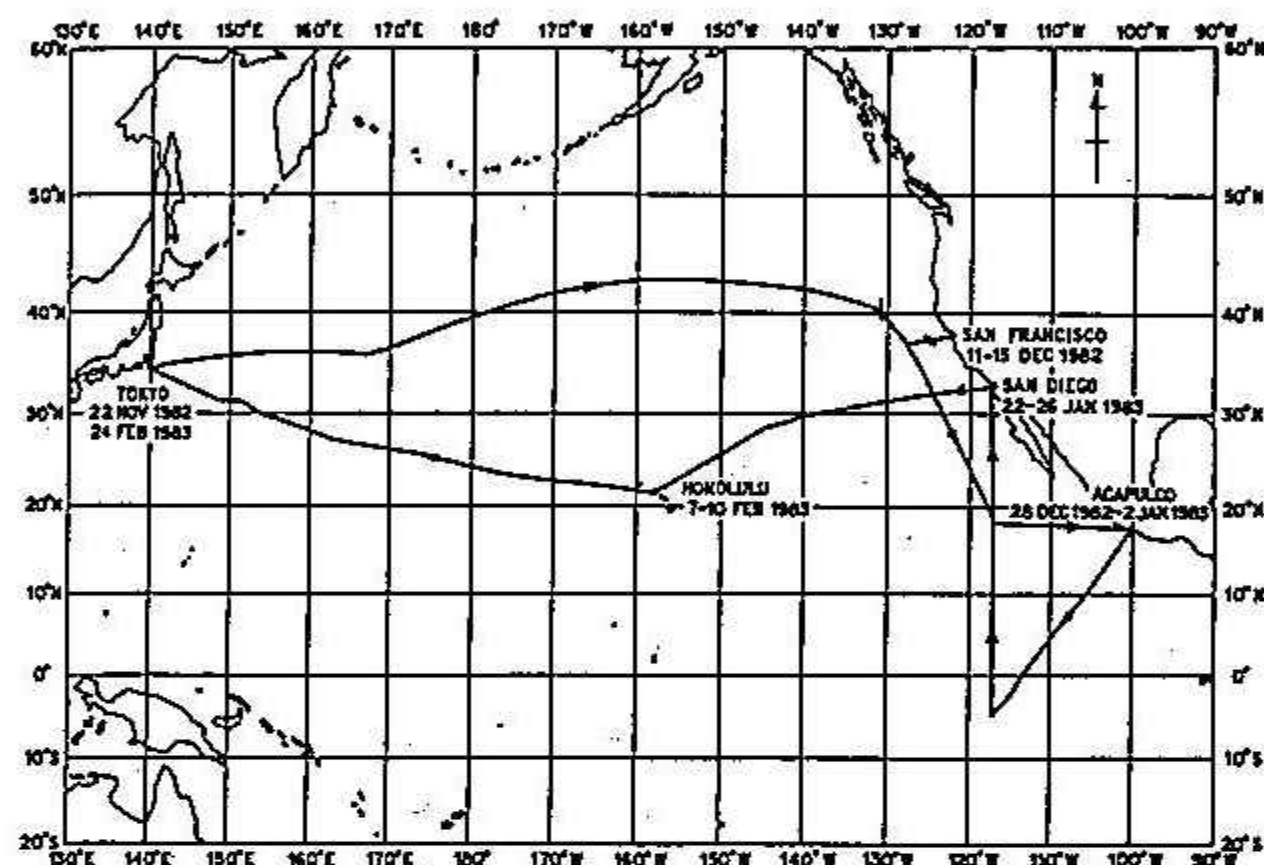


Fig.1. Cruise routes of the expedition voyage.

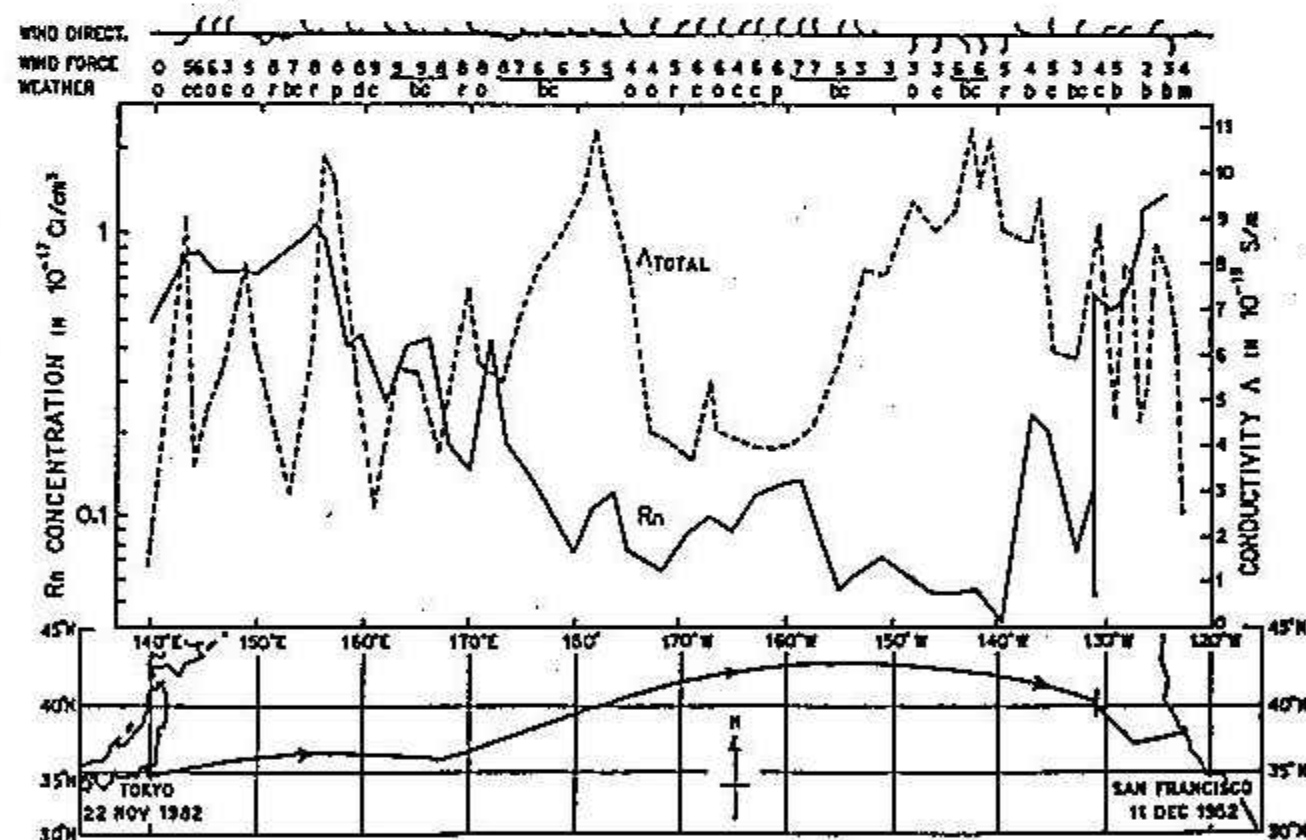


Fig.2. Radioactive aerosol distribution trend and atmospheric conductivity found over the North Pacific Ocean from Tokyo to San Francisco.

るが、 R_n 濃度と大気電気導伝率に逆相関関係があるということは興味あることである。

図 3と図 4に北米大陸および南米大陸に近い東部北太平洋と東部熱帯太平洋上で得た結果を示した。図中縦軸は図 2と同じであるが、横軸は航路が複雑であるので 2~3のセグメントに分け航路上の測定点と緯度が一致するように示してある。図 3では先に述べた R_n 濃度と大

気電気導伝率との逆相関関係が特に明確に現われている。

この海域では、陸地からの風向の場合 R_n 濃度が急激に上昇することが見られる。図 4ではアカプルコから 2.3°S , 117°W までの間で風向もほぼ一様な場合の典型的な減少パターンが見られ、濃度も本航路中の最低濃度 $0.02 \times 10^{-17} \text{ Ci/cm}^3$ を観測した。図 3と4より、この時期、この海域では陸地起源の R_n は約 1000km以遠まで移送されると濃度はほぼ $1/40 \sim 1/80$ に減少するようである。

図 5にサンディエゴからホノルルを経て東京までのコース海域で得た結果を示した。風向のためぐるしい変動と相まって R_n 濃度大気電気導伝率とも特徴的なパターンは現われていないが、しいて見れば、この広い太平洋上で、この時期、 130°W より西ではアジア大陸に向けて R_n 濃度が徐々に上昇傾向を示していることであろう。

図2と合わせ、冬期北太平洋上大気中の R_n 濃度はアジア大陸を起源として西高東低傾向で分布しており、その変動幅はほぼ $2 \sim 0.05 \times 10^{-17} \text{ Ci/cm}^3$ と見出された。

4. まとめ

現在まだ気象解析が十分ではないが、まとめとして、

1) 冬期においては、北半球太平洋上では R_n 濃度はかなりの変動を示しながらも相対的にアジア大陸から北米大陸近辺まで減少傾向を示す。その濃度変動幅はほぼ $2 \sim 0.05 \times 10^{-17} \text{ Ci/cm}^3$ の範囲であった。北太平洋中央部においても風向と濃度との間に相関がある。

2) 北米及び南米に近い海域では、特有な変動傾向を示し、特に風向と濃度との間に良い相関が見出され、又濃度と大気電気導伝率との間には逆相関関係が見出される。この時期、この海域で約 1000km程移送されると濃度はほぼ $1/40 \sim 1/80$ に減少する。

3) 全航路を通じて、海面が特に荒れていないかぎり、 R_n 濃度と大気電気導伝率との間には明確な逆相関が見出され、陸地起源のエアロゾルが広く洋上の大気導伝率の変動に相当寄与していることが示唆される。

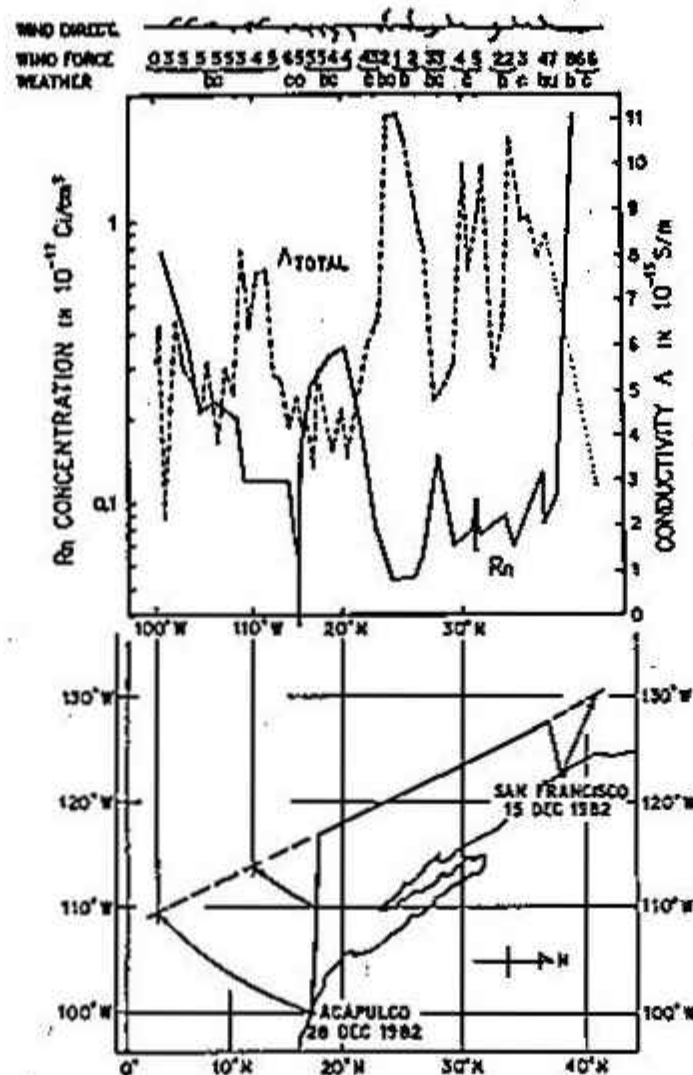


Fig.3. Radioactive aerosol distribution trend and atmospheric conductivity found over the Eastern Pacific Ocean near the North American Continent.

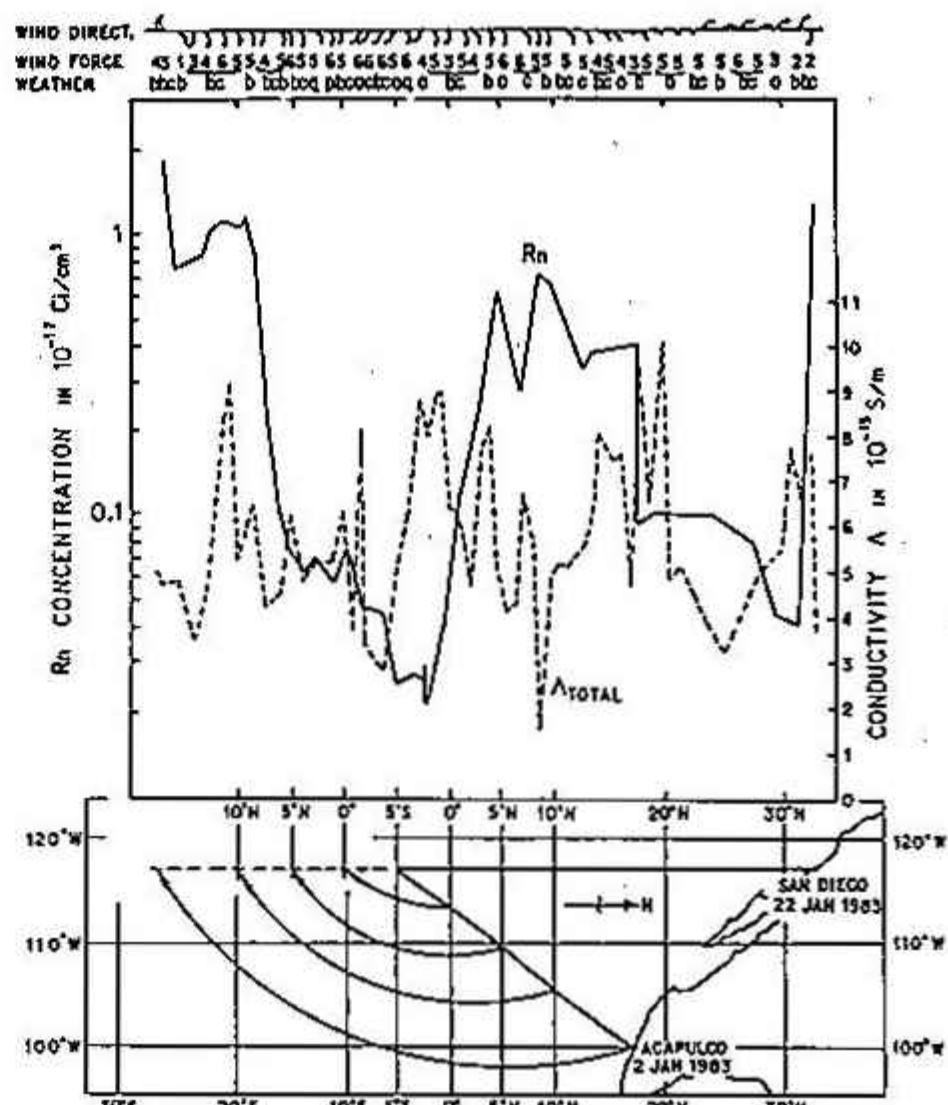


Fig.4. Radioactive aerosol distribution trend and atmospheric conductivity found over the Eastern Tropical Pacific Ocean.

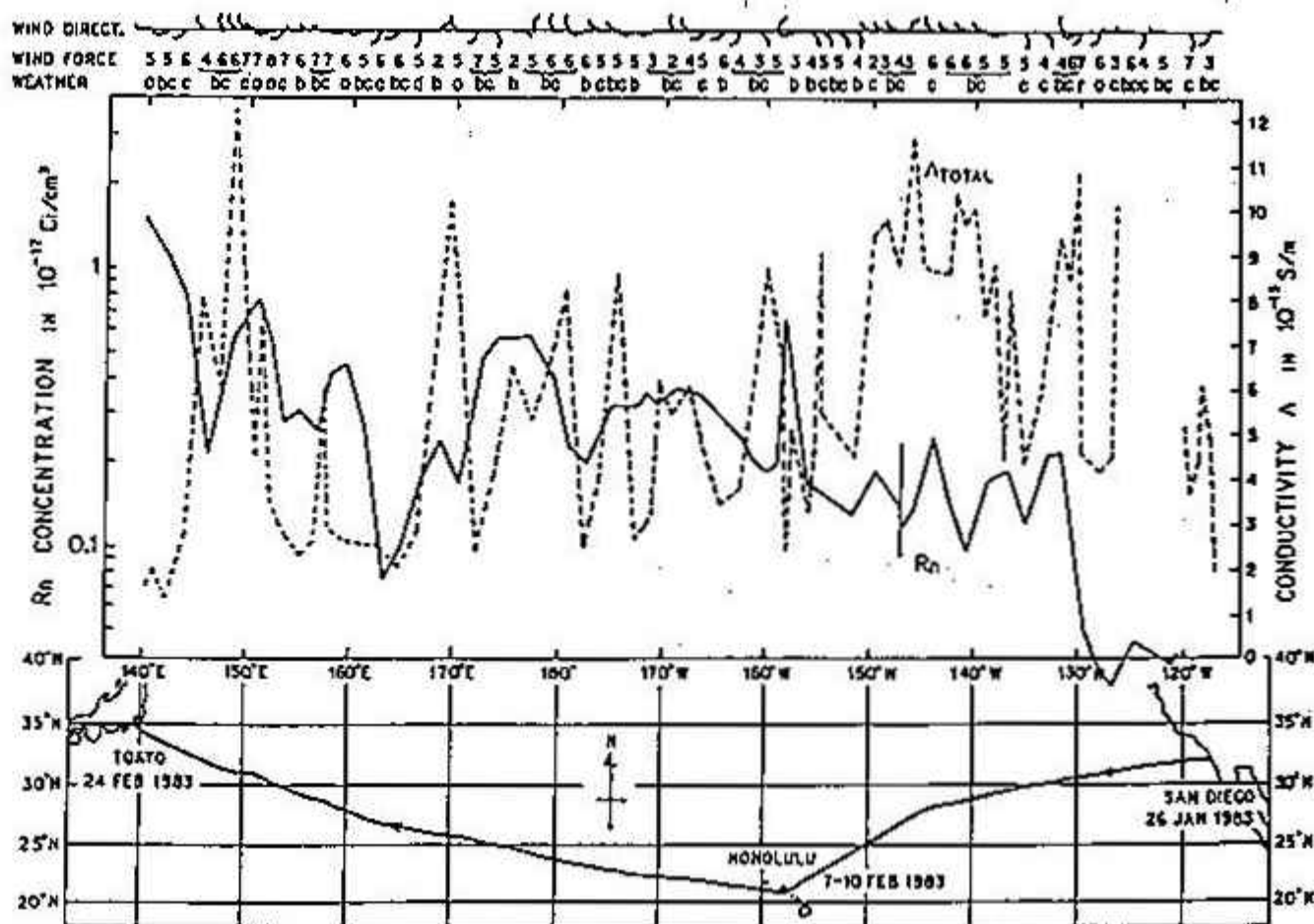


Fig.5. Radioactive aerosol distribution trend and atmospheric conductivity found over the North Pacific Ocean from San Diego via Honolulu to Tokyo.

3 オホーツク海の海水分布について

札幌管区気象台 麻生 正

1. はじめに

オホーツク海の最大海水面積は80~150万 km^2 で、かなり大きい年変化をみせる。この年による海水面積、および海水分布の変化の主な要因は大気の影響にあり、大陸からオホーツク海への北西季節風の吹き出しと関係がある。今回は大気の流れと海水域の大小との関係もみるために、オホーツク海周辺の低気圧の数と位置を調べた。大気-海水-海洋は一つのシステムとして相互作用としており、大気から海水への forcing だけを分離することはできないうえ、海水から大気への作用の小さいと思われる、海水面積のまだ少ない海水拡大期(12月、1月)について報告する。

2. 低気圧データ

低気圧のデータは気象庁印刷天気図から1日1回(00Z)読みとった。範囲は125E~175E、28N~64Nで、期間は衛星による観測値と比較できる1969年12月から1984年1月までの15年間である。低気圧は経度幅10°、緯度幅2°の四方形の中に中心が入った場合の数を示してあり、中心気圧が990mb以上で発達した低気圧は図の中で黒く塗りつぶしてある。

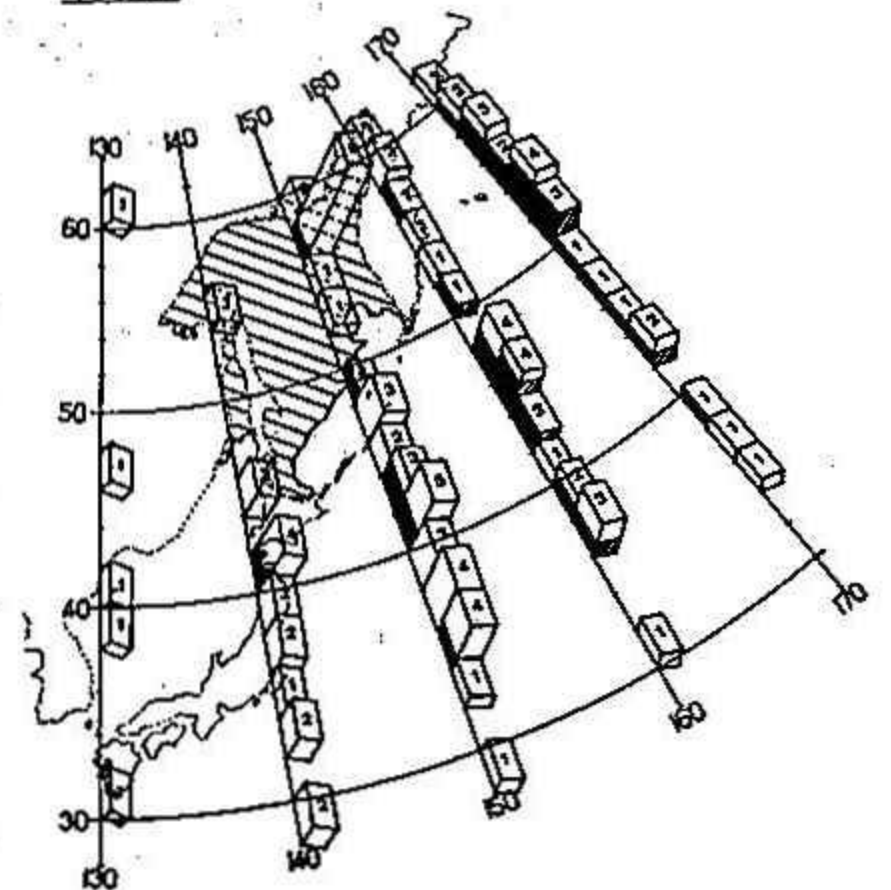
3. 大気から海水への forcing

図1は、15年間の中で海水面積の特に多かった1978年1月(a)と非常に少なかった1984年1月(b)の低気圧と月末の海水域を示したもので、同年の低気圧分布の差が明瞭に読みとれる。つまり、1978年は170°E、50°N以北の、カムチャッカ半島東側に発達した低気圧が多く、海水域の変動の大きいオホーツク海中央部は北西季節風によって海洋の冷却が進みやすく、海水の南への移動にも通じていたことが分かる。これに対して1984年はカムチャッカ半島付近に低気圧が少なく、逆に低気圧が150°E帯でオホーツク海中央部へ入り込んでおり、南からの暖気も呼び込み風がより東寄りの成分を持ったため海水域の拡大が妨げられた。このことは地温偏差でも確かめられる。なお、150°E、50~58°N; 130°E、50~52°Nに低気圧数の高いピークがあるが、これは地形性の弱い低気圧で今回は考察の対象としなかった。

図1では代表的な一ヶ月の例を示したが、海水の多かった年と少なかった年の一般的な傾向をみるために、各々3年を遡って低気圧分布にどのような差があるかをみたのが図2である。図2は12月と1月を合計したヶ月間の低気圧数である。図1でみられたカムチャッカ半島東側の170°E、50°N以北の低気圧数の違いは図2にも現われている。特徴的なことは、海水の多かった年(a)は低気圧の北東進するコースの中で、発達する場所が160°E、50°N付近に中心があり、少なかった年(b)の150°E、50°Nに較べて東へ偏移しており、海水の多かった年は冬の上層の平均的なトラフが東へ偏移していたと解釈できる。大気からの forcing の面からみると、海水の多い年は低気圧はカムチャッカ半島南に達してから発達するため、低気圧前面での南からの暖気、東寄りの風の寄与よりは、北西季節風の吹き出しがより効果

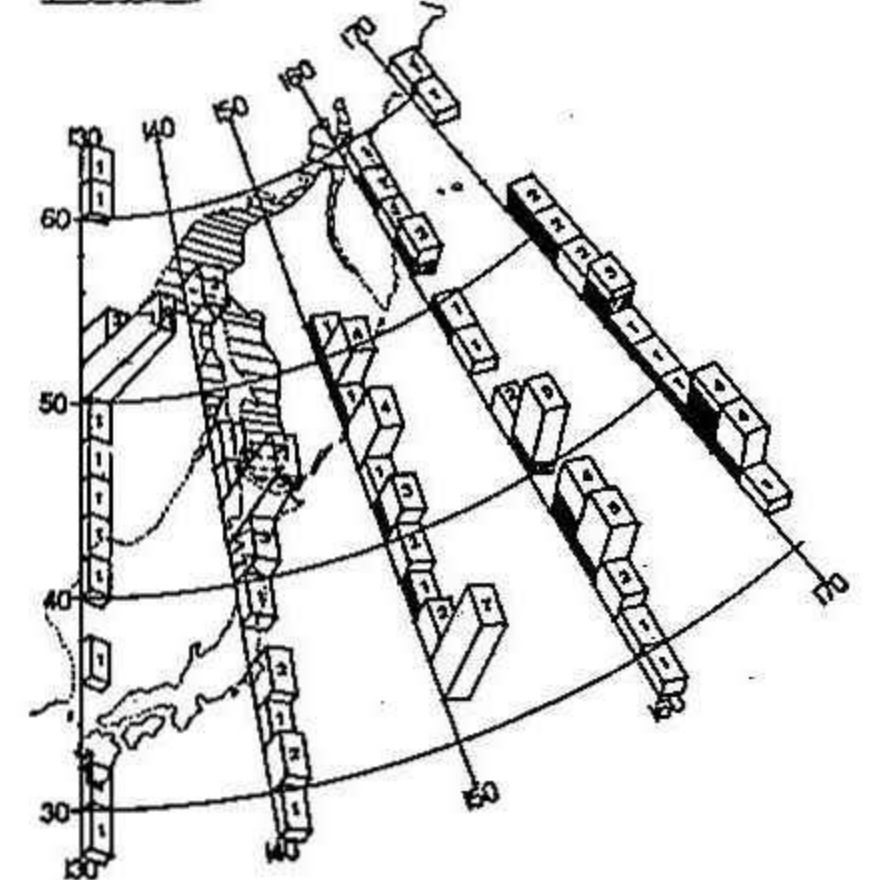
図1. 海水域と低気圧分布
a) 海水域の多かった年

1978.1



b) 少なかった年

1984.1



的に働いて海氷域が増加すると考えることができる。

次に、この低気圧分布から海氷域の大小と関係づけられる index を捜した。その中で最も相関の高い海氷面積と ΔL_{12+1} の関係を図3(a)に示した。 ΔL_{12+1} は $64^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ の範囲で 160°E 、 170°E 帯の低気圧数から 130°E 、 140°E 帯の数も引いたもので、12月と1月の合計である。図3(b)は数える範囲の南限を変えて同じ相関を調べたものである。 40°N までとったものが最も相関が高く、更に南まで範囲を広げると急に相関が悪くなること分かる。これは海氷域の大小に関係するような寒気は 40°N 付近までの大きな広がりを持っており、その南は南からの気団の影響下にある低気圧が増加するたのとも考えられる。なお、 ΔL_{12+1} には弱い低気圧の数が最も寄与しているので、 ΔL_{12+1} は東西の気圧差を表現していて西高東低の気圧差が大きいときは、 ΔL_{12+1} の値が大きくなり、寒気の東への移動も強く海氷域はより広がると考えられる。

4. まとのと問題点

ここでは大気から海氷への forcing という立場で低気圧データも解析した。その結果、海氷の多かった年と少なかった年では低気圧分布に明らかな差があり、多かった年は少ない年に較べて 170°E 、 50°N 以北に発達した低気圧が多く、低気圧のコース、発達も東へ偏移していることが分かった。また、二つの領域の低気圧数の差 (ΔL_{12+1}) と海氷域の大小との間には非常に高い相関のあることが分かった。しかし、図3(a)で1970年は欠測が多く図中に表示していないが、衛星写真によれば氷域は平年よりやや少ない年で図の左方に位置して直線南限にのらな。使ったこの高い相関は統計年数が短いたの生じたという可能性も大きい。また、海氷域に大きな変化をもたらすのは発達した数少ない低気圧であるが、数が多いのは弱い低気圧なのでその関連を調べることも必要であろう。

図3. 海氷域と ΔL_{12+1}

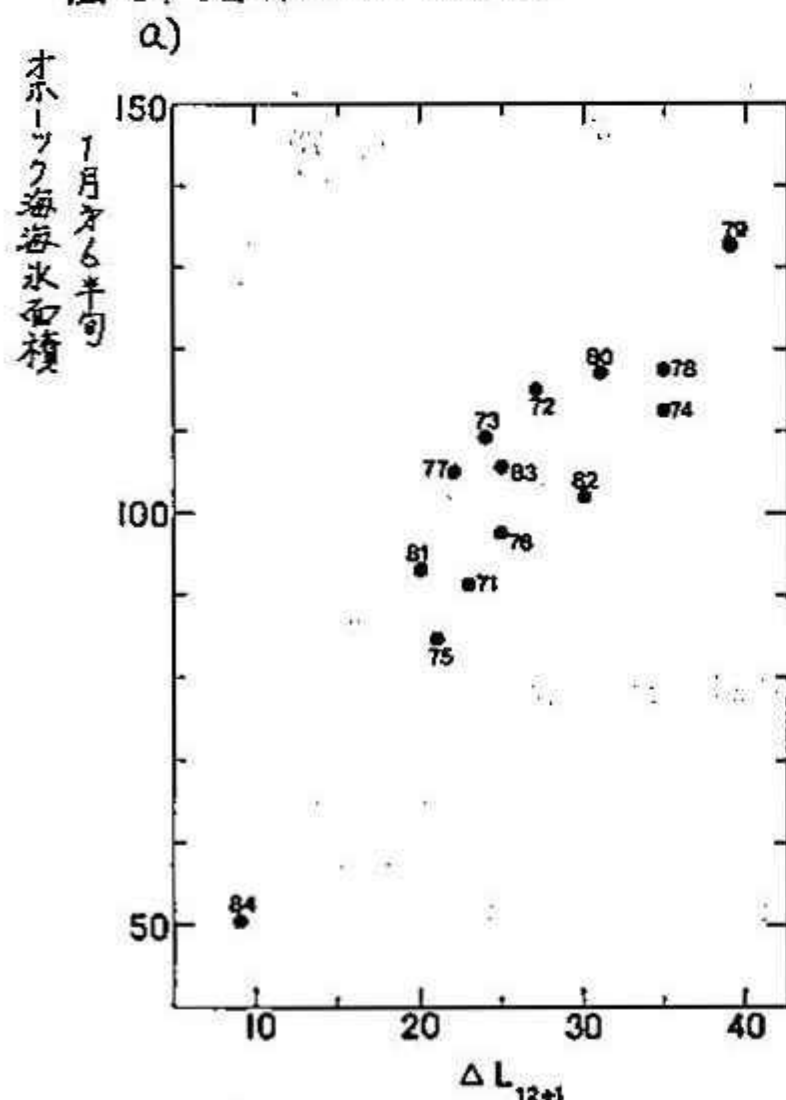
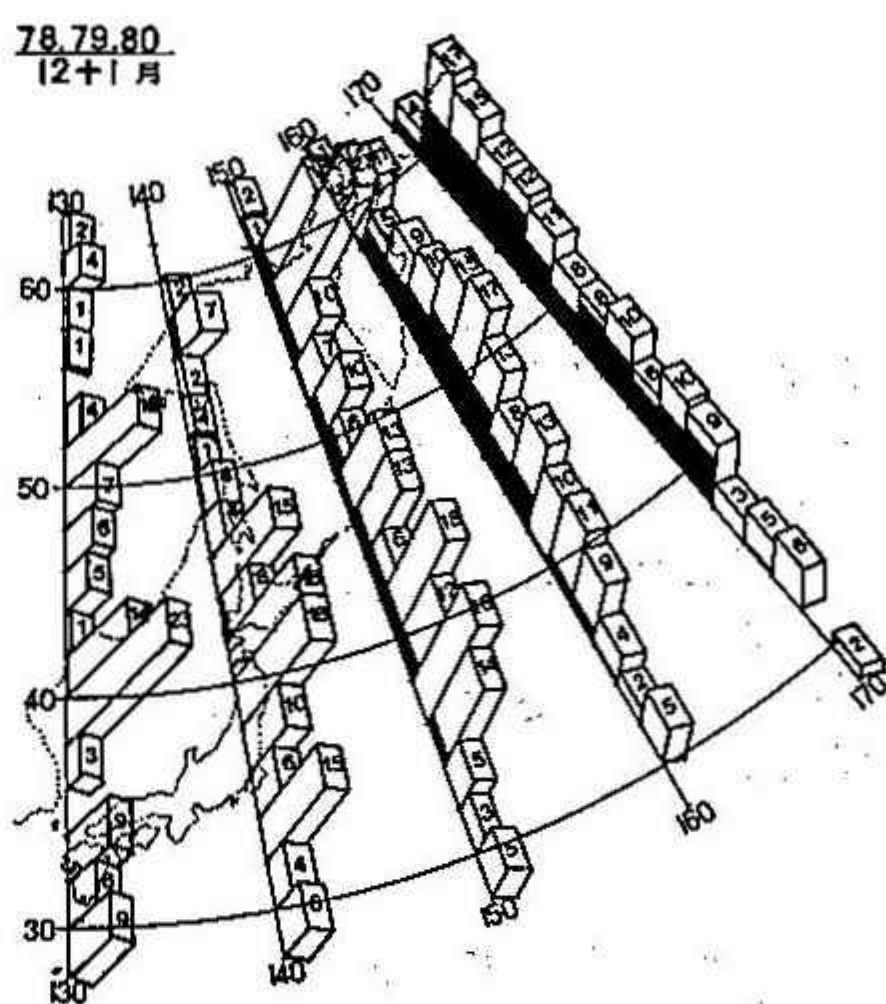
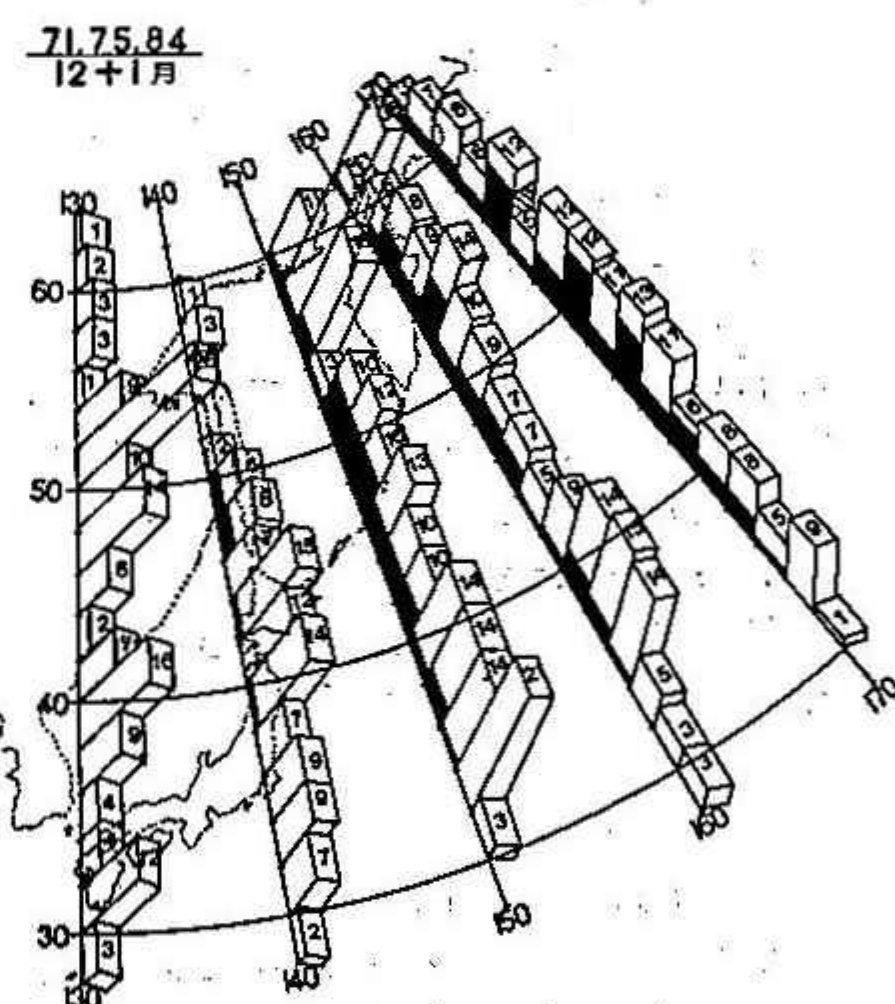


図2. 3年間の低気圧分布

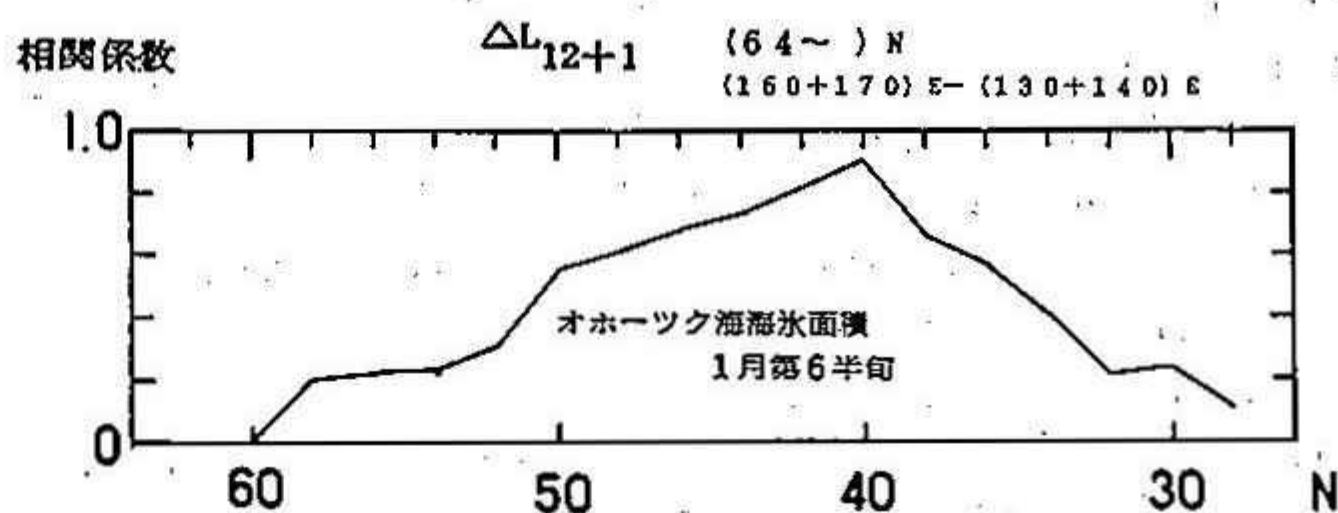
a) 海氷域の多か、た年 (78, 79, 80年)



b) 少なか、た年 (71, 75, 84年)



b) 3-(a)の南限を変えたことによる相関係数の変化



4 オホーツク海とベーリング海の水氷の関係

佐藤清富 (札幌管区気象台)

1. はじめに

図1に1月の平均地上気圧配置⁽¹⁾を示したが、カムチャツカ半島を向において隣接するオホーツク海、ベーリング海の水氷域は、共にベーリング海の南西部に位置するアリューシャン低気圧の圏内にある。このことから両海域の水氷の発生状況には関連性のあることが予想されるので、年々の水氷の多寡とそれをもたらす気象の場との関係を調査した。

2. 資料

オホーツク海については、1970年12月以降半旬毎の水氷面積が求められているのでそれを使用した。ベーリング海については Overland and Pease⁽²⁾ の用いた方法に従い、ベーリング海東部での水氷域の南々西方向に張り出した距離(以後、水氷範囲: ice extent と呼ぶ)で全体の水氷量を代表させた。1980年までは Overland and Pease の求めた値を用い、1981年以降は札幌管区気象台所管のベーリング海半旬別水氷図から読み取ったが、精度は幾分低いと思われる。

また、地上気圧偏差図は季節予報資料(気象庁)の緯経度10度毎の値を使って作成したものである。

3. オホーツク海とベーリング海の水氷の関係及び地上気圧偏差との関係

各年のオホーツク海の水氷面積とベーリング海の水氷範囲の関係を示したのが図2で、上段が2月の平均値、下段が3月の平均値である。一見して、オホーツク海とベーリング海の水氷の発生が逆相関の関係にあることが分かる。特に、2月は1984年の事例を除くと、非常に良い相関となる。

年々の水氷の多寡は主に大気の流れに依存していると考えられるので、地上気圧の平年からの偏差に注目して、このような逆相関の関係をもちたす気圧配置の特徴を調べた。3図は地上気圧偏差の分布図であるが、上段はオホーツク海で水氷面積が大きくベーリング海で小さく。

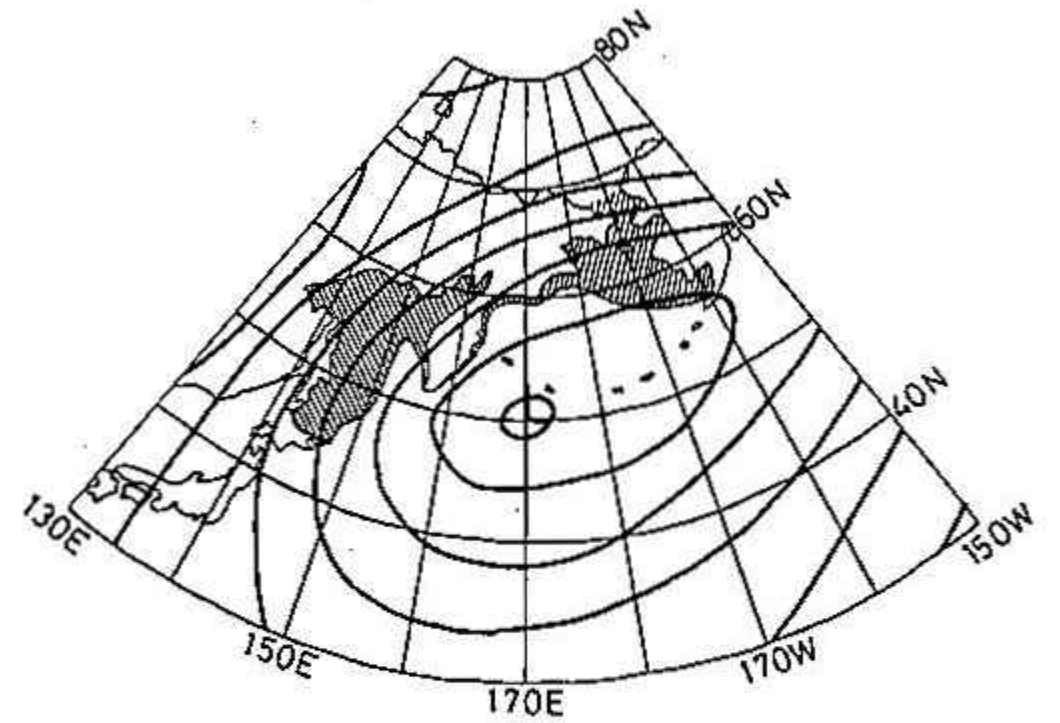


図1 1月の平均地上気圧配置及び最盛期の平均水氷分布 (February)

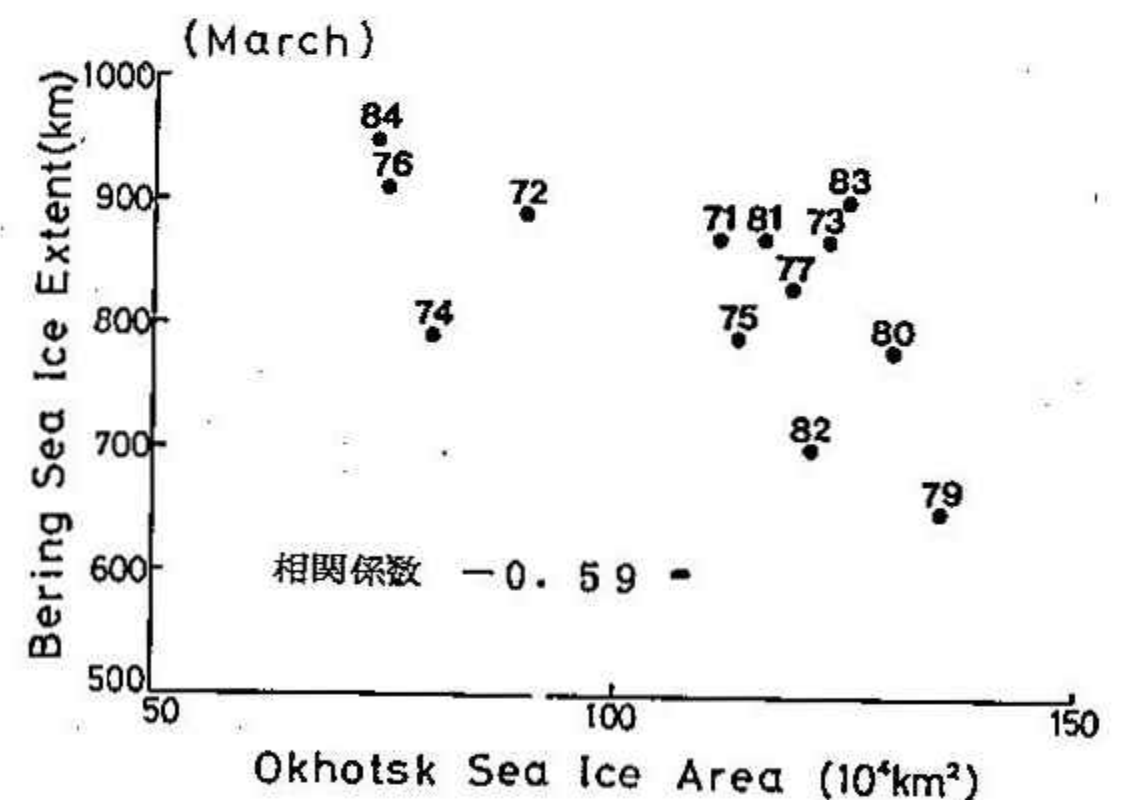
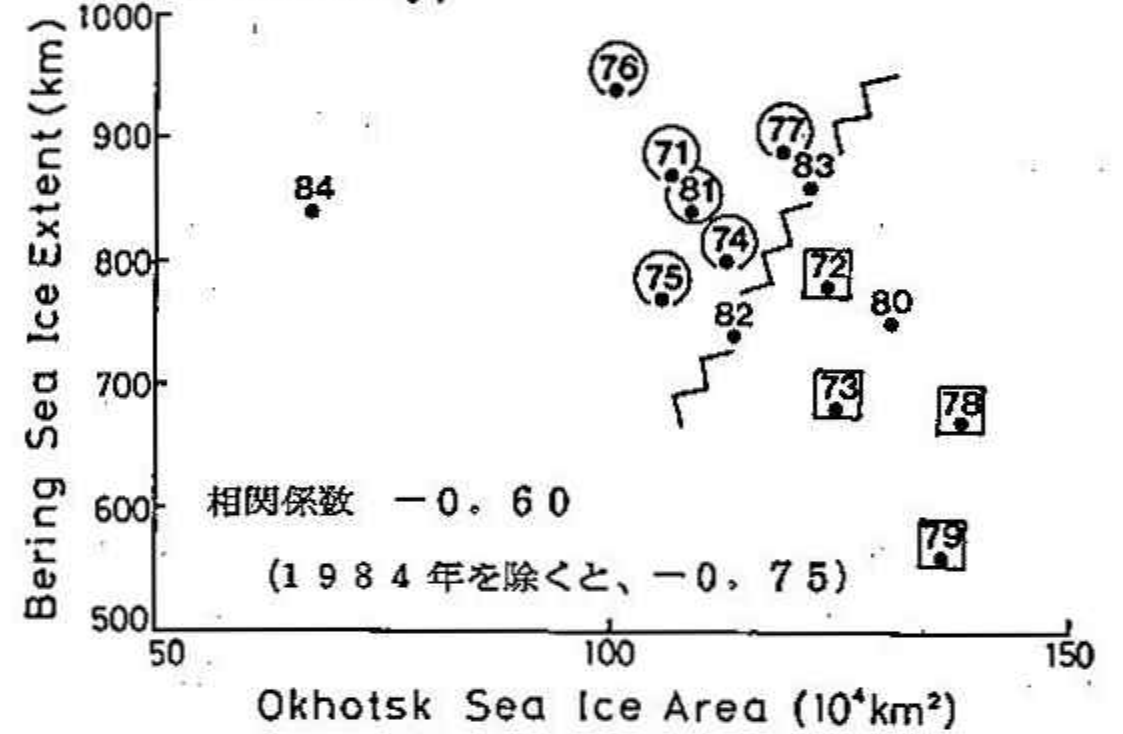


図2 オホーツク海の水氷面積とベーリング海の水氷範囲の関係(上段: 2月平均, 下段: 3月平均) 図中の数字は西暦年を示す。

たときの、下段はこれと逆のときの偏差図で、各々その特徴が卓越した3ヶ年の合成図である。オホーツク海で相対的に海氷面積が大きかった年としては、1973年、1978年、1979年を、ベーリング海で海氷面積が大きかった年としては、1976年、1977年、1981年を選人だ(2図参照)。

これによると、両海域の海氷の多寡に対応して、地上気圧配置には明らかな対称性が見られる。それは、オホーツク海の北側の領域とベーリング海の東へ南側の領域での気圧偏差の相対的振動という形で現れている。オホーツク海で海氷が多い年は、同海の北側が平年より低圧となって西風の成分を強め、同時にベーリング海に対しては南成分を強めて同海の海氷の発産を押さえる。(このときの分布をO型と称する)

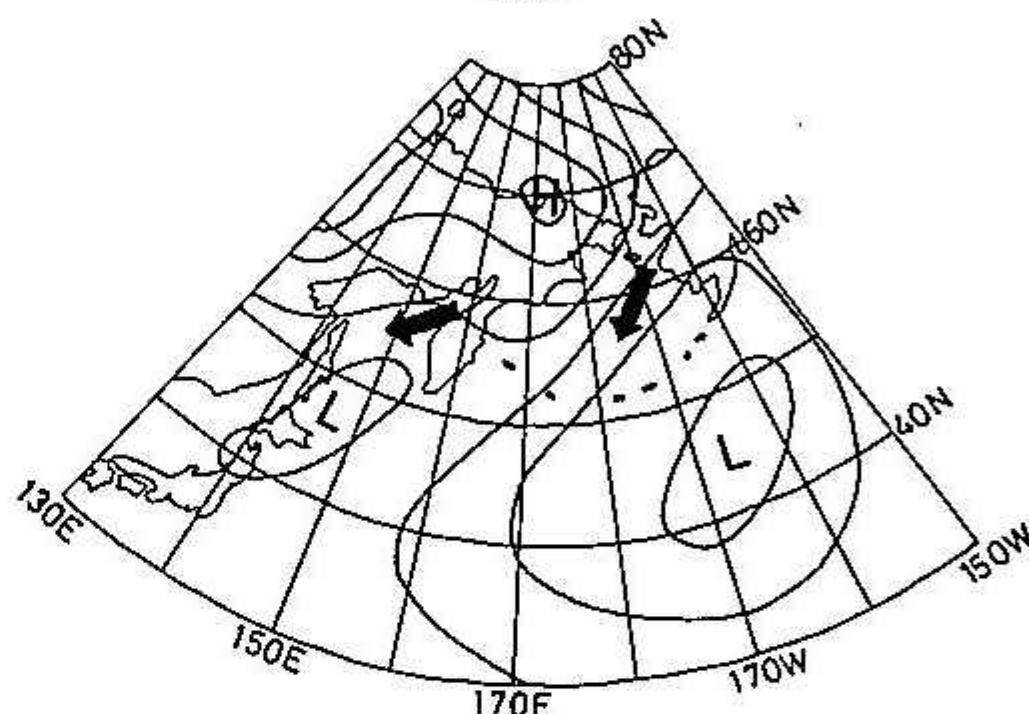
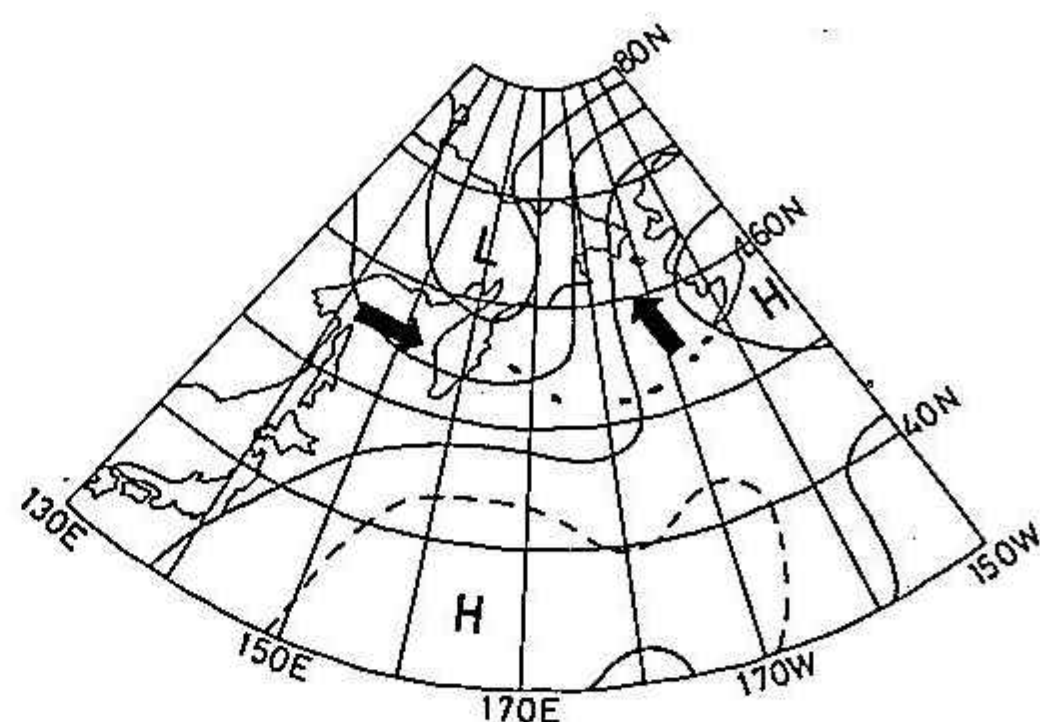
一方、ベーリング海の海氷が多い年は、オホーツク海の北側が正偏差となり、ベーリング海では北成分が、オホーツク海では東成分が強められる(B型)。

ここで得た典型的な気圧偏差分布の型を元に、毎年の偏差分布を区分すると2図のようになる。図中、丸で囲まれた年はB型に対応し、四角で囲まれた年はO型に対応する。無印の年は、これらとは異なる分布になっている。B型とO型は、2つの領域にはっきりと区分され、かつ、実際の海氷分布とも対応しており、気象の場が大きな影響を及ぼしていることが分かる。

この2つの領域の境界部分に位置する1982年と1983年は特徴ある偏差分布になっている。4図にそれを示すが、1982年は両海域で海氷が多くなるような分布、1983年は逆に両海域共少くなるような分布、この2ヶ年に限れば、海氷量の相対的関係とも一致する。気圧偏差分布がほとんどO型とB型に区分される中で、その中間的位置にこのような分布が現れるのは興味深いところがある。

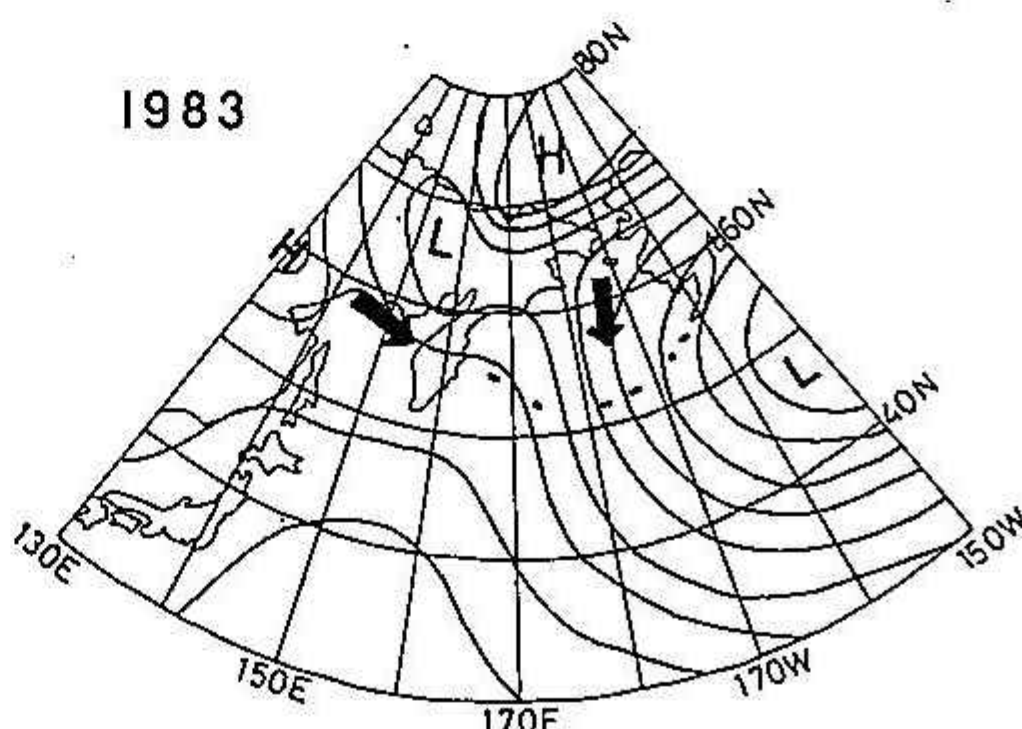
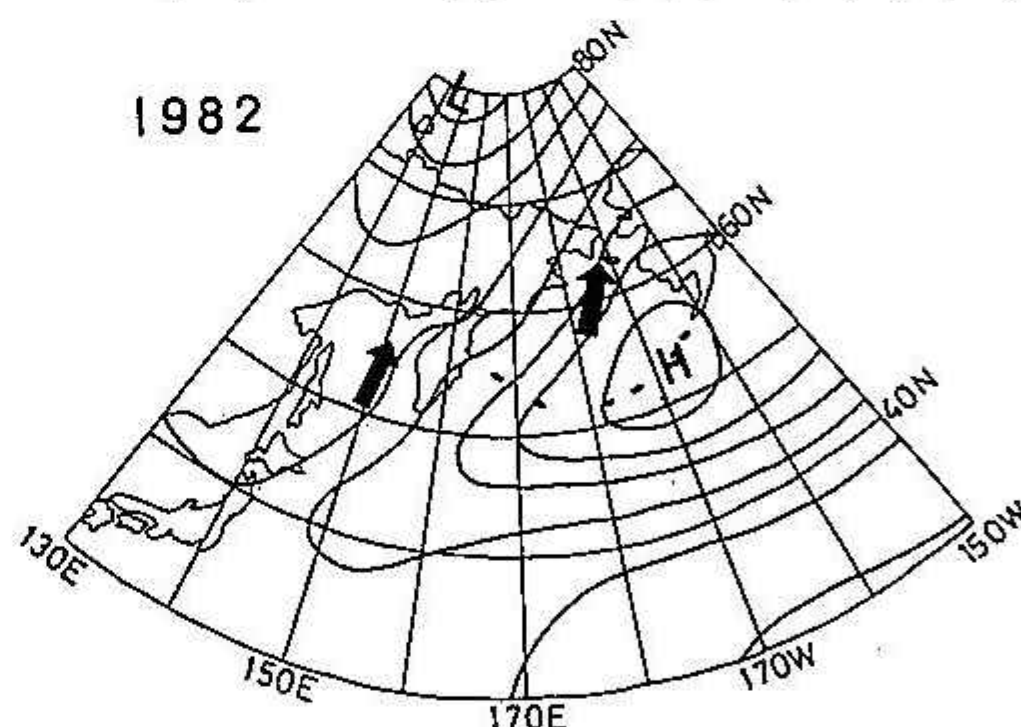
(参考文献・資料)

- (1). 気象庁(1983): 長期予報テクニカルノート No.26
- (2). 気象庁(1982): 海氷資料集など
- (3). James E. Overland and Carol H. Pease(1982): Cyclone Climatology of the Bering Sea and Its Relation to Sea Ice Extent, Monthly Weather Review, Vol.10, P.5~13.



3図 地上気圧偏差(12~2月)

上段: 1973年、1978年、1979年の平均
下段: 1976年、1977年、1981年の平均



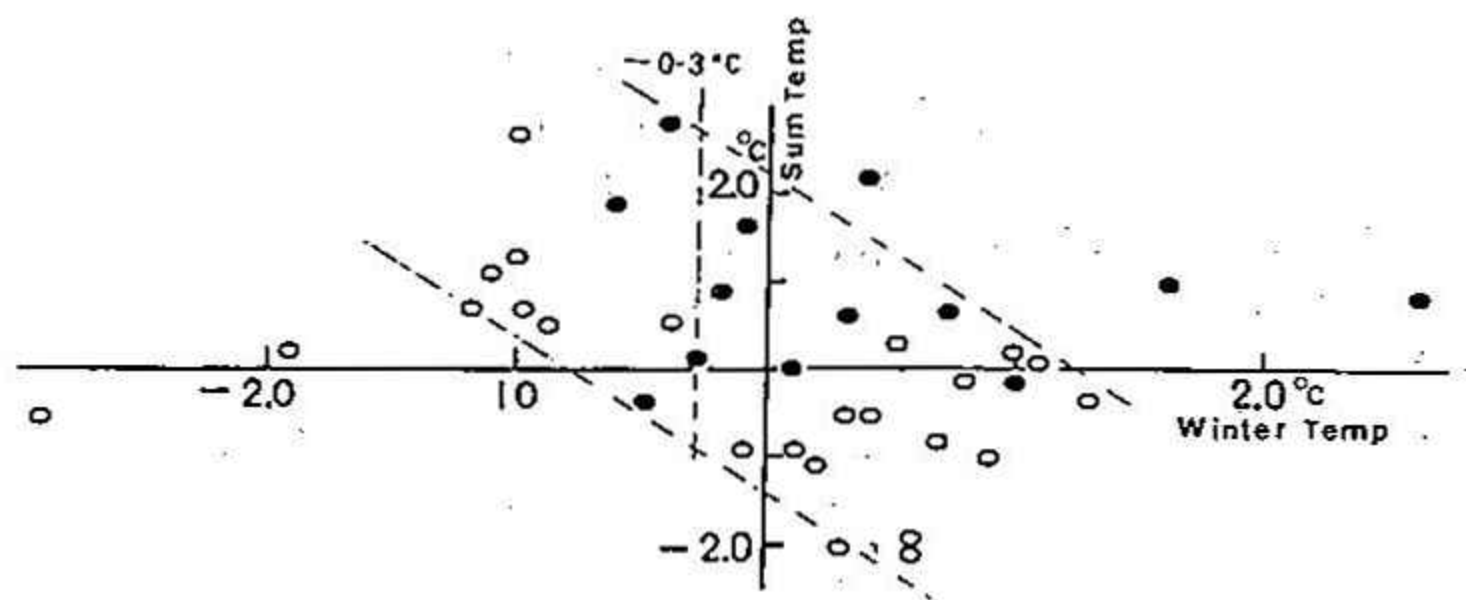
4図 地上気圧偏差(12~2月)

5 冷夏・暑夏に至る前兆と環流のプロセスについて (7・8月)

石井英夫(札幌管区気象台)

1 はじめに 過去7か年に現われた北海道の夏の天候を顧みたと、そこには2つの大冷夏(昭和58, 昭和59)、2つの大暑夏(昭和58, 昭和59)それに1つの記録的大雨(昭和58)等があり、その変動の大きさに驚かされる。と同時に、それらに対する予測の厳しい背影も浮かえる。ここでは、これら冷・暑夏に対する秋から冬にかけての前兆現象として秋の極東東西指数及び冬の気温が有力な指標となること、また冷・暑夏に至る大気環流のプロセスについての報告をする。資料は1947~84年の28年間の地上気温及び500mb高度で、主としてそれらの平年値からの偏差が用いられている。平年値は1951~1980年までの30年の平均値。また、夏とは北海道7地点平均の盛夏期(7~8月)を対象としている。

2 冬の気温と夏の気温との関係(第1図) 大きくは寒冬に対し暑夏、暖冬に対し冷夏の傾向をみせているがその関係の中は広く、また極端な寒冬暖冬はその関係を乱している。このため相関係数は $r = -0.207$ で有意性を無くしている。しかし、冬の低温に対する夏の高温は明瞭である。問題は冬の高温に対し夏の高・低温が混在していることであり、この範囲の判別方法が焦点となるが、図中の黒印に注目するとそれらは暖冬~暑夏のほとんどを埋めつくしているのがわかる。この黒印については次項でのべる。

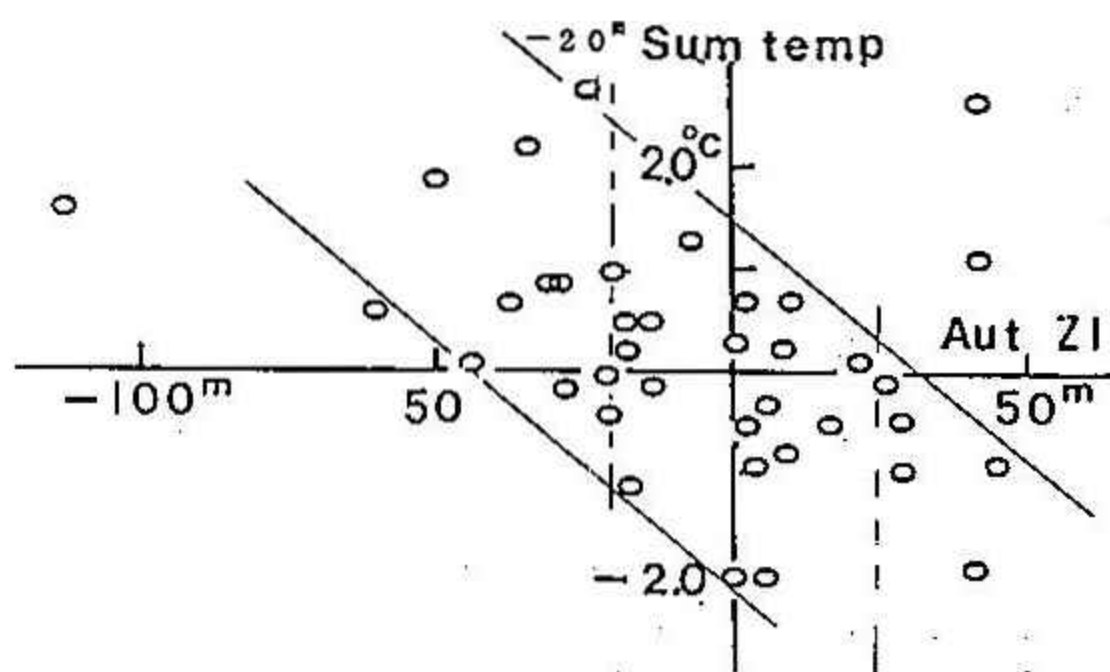


第1図 冬の気温と7・8月気温との関係
(北海道7地点の平均気温)
(共に平年値からの偏差)

3 秋の極東東西指数(南北流・東西流)と夏の気温との関係(第2図) 大気の流れの状態の表示方法に東西指数という概念がある。寒気の南下しやすい南北流が卓越すると低指数の状態となり、逆に寒気の南下しづらい東西流が卓越すると高指数の状態となる。第2図は秋の東西指数と夏気温との関係散布図である。相関係数 $r = -0.38$ の負相関で5%の危険率で有意。秋に強い南北流(-21m以下の低指数)となった時夏の高温年に対応している。また弱い南北流(-20m以上)から東西流の範囲に対しては、夏の高・低温が混在対応しており、この範囲の判別も一つの問題点である。特に、強い高指数に対して夏の強い暑夏・冷夏の両極端が現われており注目しなければならない。

一方、第1図の黒印は秋の強い低指数を表示したものである。このことから、第1図中の暖冬~暑夏の多くが、秋の強い低指数、冬の並冬か暖冬を経た後の暑夏年であったことが理解できる。

4 秋の東西指数及び冬の気温と夏の気温との関係(第3図) 秋の東西指数及び冬の気温の2つ変数に対応する夏気温の散布図である。夏気温の高・低の程度は図中の記号で5段階の表示をしてある。秋の強い低指数(-20m)の仕切り線と、冬気温(-0.35)の2つの線で分けられる2つの領域は夏の高・低温を完全に分離してい



第2図 秋の極東東西指数と7・8月気温との関係
(北海道7地点の平均気温)
(共に平年値からの偏差)

る。わすかに数例、この領域を
はみ出す例外年があるが、その
すべてが平均並(±0.5以下)であ
る。このことは、何らかの冷害
の影響の出はじめる-0.6以下
の冷夏年や、+0.6以上の暑夏年
のみを対象とした場合、すべての
冷暑夏年がこの領域で分離判別
されていることになる。参考まで
に多変量関数の判別式によるF
分布検定結果は危険5%では有
意となっている。これらの前兆
を整理し、冷・暑夏年との対応を
系統づけると下記のようななる。

《冷・暑夏への前兆パターン》

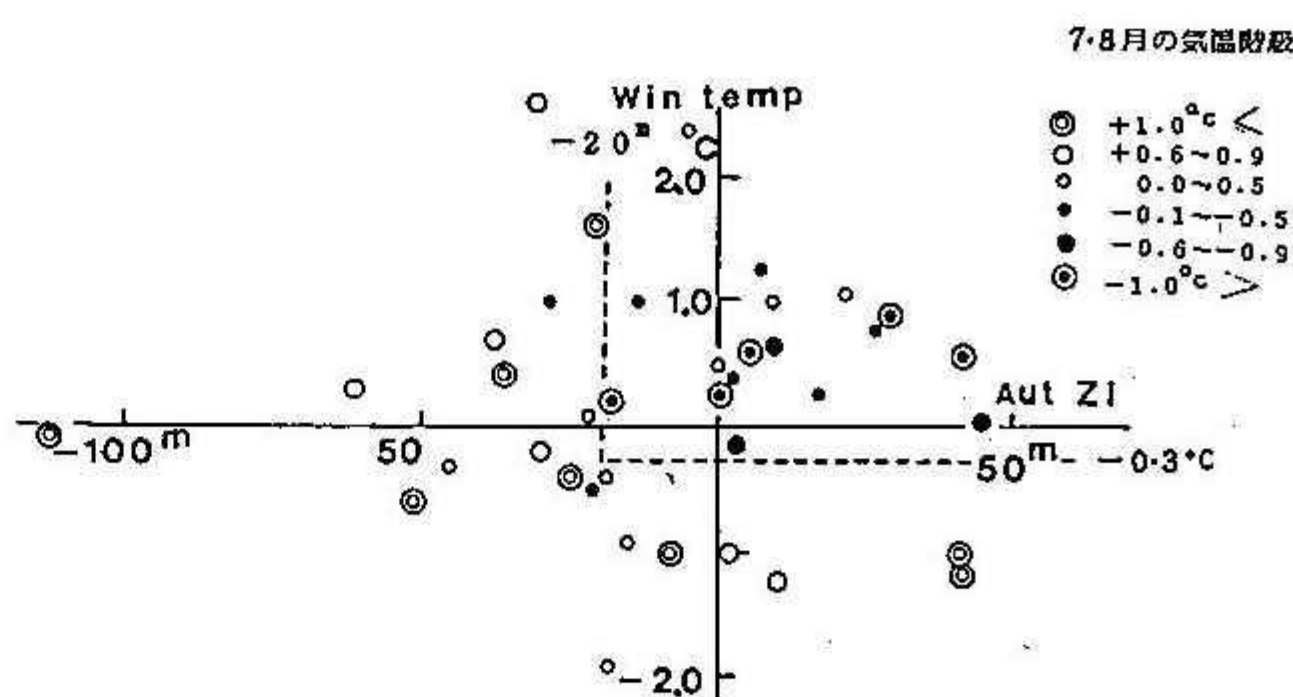
秋の強い低指数(-21以下) ⇒ 並冬 ⇒ 暑夏
秋の弱い低指数か高指数 ⇒ 寒冬 ⇒ 暑夏
(-20以下) ⇒ 暖冬 ⇒ 冷夏

しかし、これらは高層資料が得られるようになった戦後時代
の資料によるものである。利用するに当たっては、特に区分け線付近の信頼度
などを注意する必要がある。今後の資料で補うことになる。また、戦前の小氷期時代には寒冬～冷夏
の例が数多く現れたことも認識しておく必要がある。

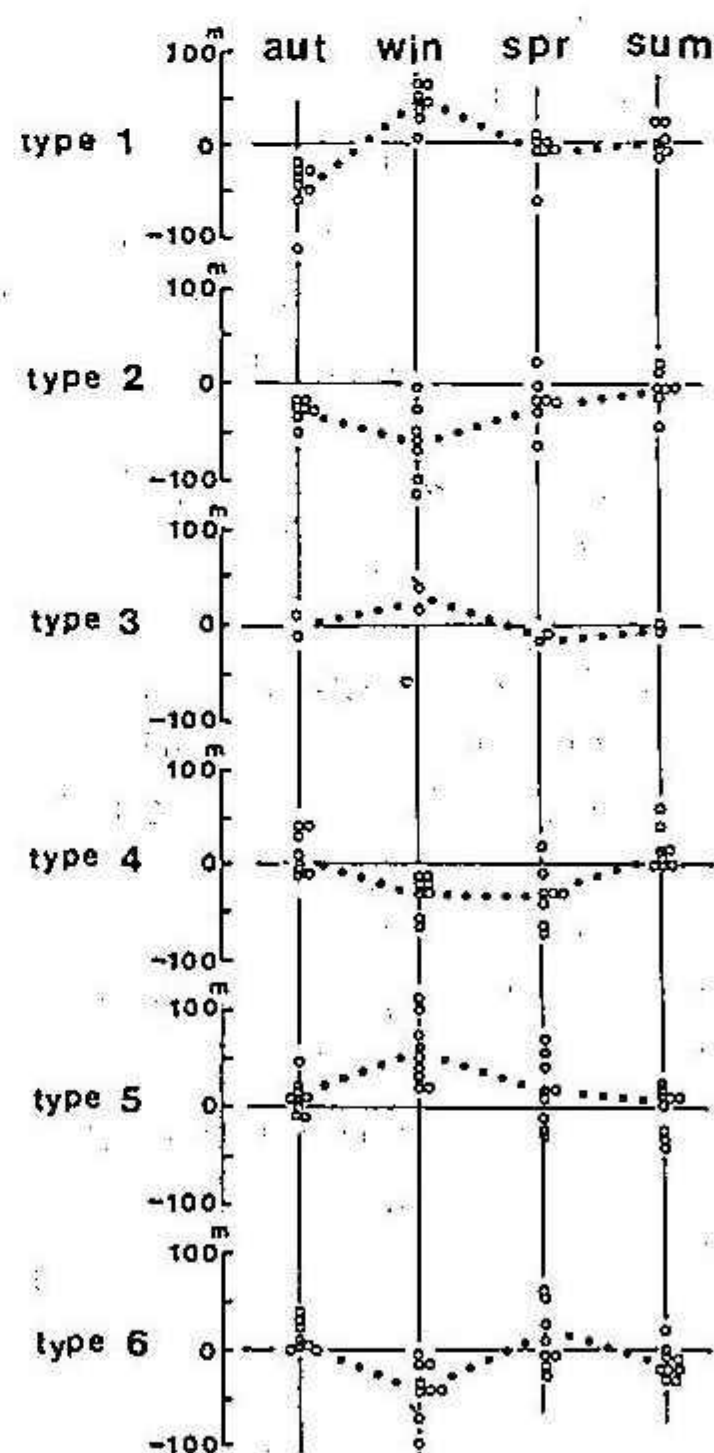
5 冷・暑夏に至る環流のプロセス(第4図) 上記
した現象系列は基本的に何に起因するのか、その理論
的裏付けが必要となるが、一般にこのようなタイムス
ケールの大きい大気の変動については、その解明が現
時点の技術では不可能な領域とされている。理論的考
察はさておき、ここで少し視点を変え、上記の系統過
程を東西指数の変化(大気変動の指標としている)を
通して見てみることにする。指数と気温との関係は、
一般的に高指数に対応して高温か、低指数に対応して
低温が現われる傾向がある。しかし北海道では緯度的
関係から高指数での低温(北冷型)、また低指数での高
温(北暖西冷型)も数多くある。冬の気温を東西指数
で区分けし、上記の系統に冬の東西指数をも考慮する
と、6つの型に分類され、夏までの指数の変化は第4
図のとおりとなる。この図に示した指数の変化から、
一つは第1型、第6型にみられるような高・低指数が季節
毎に入り変る短周期のリズムから現われる冷・暑夏、ま
た第2型、第5型のような長周期のリズムから現われる
冷・暑夏。その他寒冬型等が読みとれる。このような
短いリズム、長いリズムの変動の起因は何であるのか
この後の課題である。

まとめ

北海道の冷・暑夏(7・8月)に対する前兆現象として
秋の極東東西指数及び冬の気温が有力な資料となるこ
とが判明した。ただし、戦後38年間の検討結果である
ことから、この後の資料の蓄積が必要であろう。



第3図 秋の極東東西指数および冬の気温
と7・8月気温との関係
(共に平年値からの偏差)
(図中の記号は7・8月気温の高・低を示している)



第4図 冷・暑夏年の秋から翌夏にかけての東西指数の変化

6 韓国果樹地帯における冬期の局地低温について

高橋英紀 (北大大学院・環境科学研究科)
金 容九 (韓国農村振興庁・果樹試験場)
金 夢賢 ()

1. はじめに

1981年に韓国をおとした大寒波は各地で最低気温の極値を記録し、主要な果樹であるリンゴ、ナシ、モモ、ブドウに甚大な被害を与えた。当時の被害報告(坪井ら, 1982)によれば被害の地域差には地形がかなり重要な役割をしめしていることも指摘された。果樹栽培が古くから営まれている地域では気象災害を受けやすい地域での栽培は自から回避されてきた。しかし1953年まで動乱が続き、その後急速に果樹栽培が進展した韓国ではこのような回避作用をなされる前の段階にあたるため寒波による被害も大きくなったものと考えられる。この意味では1981年1月の大寒波は果樹栽培適地再編成の一つの契機となったものと言えよう。報告者らは日韓農業共同研究の一環として1984年3月10日から4月26日までの48日間に行なって表記の研究を実施したので得られた結果の概要を報告する。

2. 研究の目的と方法

A. 局地気象が果樹凍害に及ぼす影響に関する研究

(1) 目的: a. 多様な地形に植栽されている果樹の凍害発生予測のための基礎資料を得ることとb. カム等の大型施設が周辺の気象変化に与える影響について局地気候学的な解析を加える。

(2) 調査地域: 京畿道・楊平郡

(3) 調査方法: a. 局地気象現地観測と評点法による凍害危険地の推定も楊平郡楊平邑において6ヶ所の気象観測点を設け自記温度計による定点観測、自動車で移動する移動観測、吉野(1960)の提案した地形評点法による凍害危険地の推定の3方法を組み合わせ実施した。b. ソウル市を流れる韓国最大の河川である漢江の中流部に造られたバルタンカムの建設(1977年完成)前後における楊平地域の気象変化については楊平をほとんど北東と南西に近接する洪川と利川の気象資料を用い、楊平との相関をとり、得られた回帰式から楊平の気象変化を解析した。用いたデータ1972年～1982年の各1月の日平均・日最低気温である。

B. 主要果樹地帯の局地気候調査

(1) 目的: 主要果樹地帯の局地気候学的な解析を加え今後の果樹気候災害対策のための基礎資料とする。

(2) 調査地域: 忠清北道(忠州, 堤州), 忠清南道(礼山, 洪城), 慶尚北道(金陵, 月城), 慶尚南道(進永, 晋州, 釜山, 南海), 全羅南道(羅州)

(3) 調査方法: 地形図と現地における地形調査およびモモ等の果樹の新梢の被害率の調査により両者の対応を調べる。

3. 調査結果と考察

A. a. 調査は3月30日, 4月9日～10日, 4月20日の3回行なった。計器使用による観測は4月9日～10日に実施した。観測地点は図1, 表1に示したごとく6地点であり、A点では観測所の定時観測値を用い、C点(百屏峯山頂)では千野ミニ記録計で気温を自記させた。その他の地点は移動観測により測定した。調査を実施した4月9日～10日の早朝にかけては全くの快晴で午前6時ごろに霧が発生するまでは典型的な放射冷却型の天候であった。移動観測はD1→D2→D3→B→D1のコースで巡回したが一巡するのに約30分かったため6時前後から霧が発生し気温が霧の有無に左右されたため正確な期し難いが観測値の最低値をその地点の最低気温と考え地形評点法と対比させたものが表1である。地形評点が高い(凍害危険度が最も高い)気象観測露場では-0.9℃で最も低温であり、評点が高い(凍害危険度が最も低い)百屏峯山頂では4.9℃で最も高温であった。次いで評点が高いD1, D2地点では-0.2℃と0.0℃でやはり露場について低温であり、評点が高いと10のB点, D3点ではやはり気温が高いという傾向を示した。今回の調査は観測期間、観

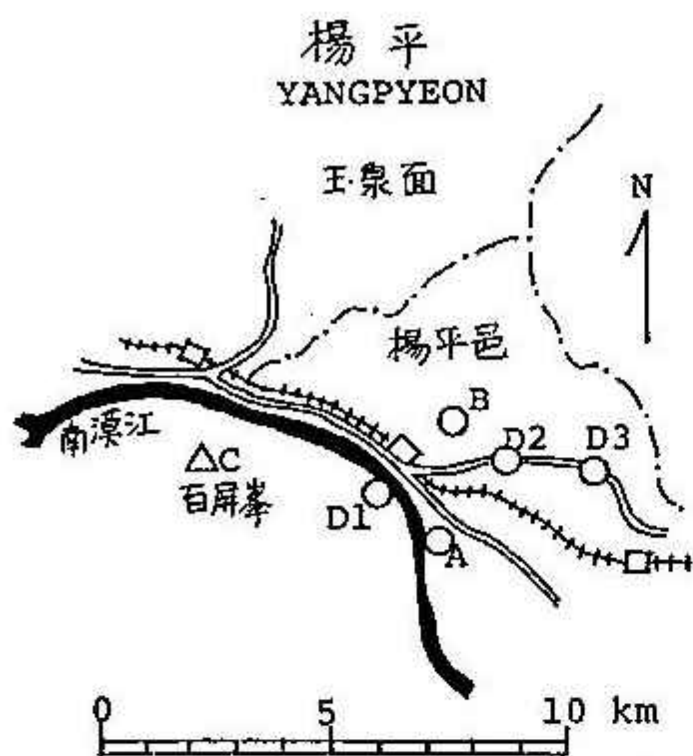


図1. 観測点配置図

観測点数が少なく十分な確度では結論は出せないが、地形評点法と実測の結果はほぼ同様の傾向を示したものである。

表1 気象観測点の位置と観測結果

	位置	標高(m)	地形評点	最低気温(℃)
A	楊平農気象観測所(N37°29'E127°29')	80.0	30	-0.9
B	楊平郡農村指導所	約90	16	0.4
C	百屏峯山頂	419.5	2	4.9
D1	南漢江左岸楊平橋付近	約70	22	-0.2
D2	国道6号線沿線	約90	22	0.0
D3	"	約110	10	0.8

2. パルタンダム建設前後における楊平地域の気象変化については、洪川、利川との相関回帰式から洪川および利川の0, -5, -10℃となるときの楊平の気温を求めその経年変化を調べた(図2)。その結果、次のことが明らかとなった。

i) 利川、洪川どちらと比較しても、また日平均気温、最低気温どちらの場合でも1972年、1973年に比べ1975年以後は楊平の気温は低温化の傾向を示している。

ii) 利川との比較でも洪川との比較でも基準気温が0, -5, -10℃と低温になるほど上記の低温化の傾向は強まる。

iii) 日平均気温よりも日最低気温の方が低温化の傾向は強い。

しかしながら、ダム建設前の統計期間がわずか2年であることから上記の傾向がダム建設によるものであるか否かについての判断は比較する観測点を増やすか、局地気候学的に詳しい調査を待つなければならない。

B. 調査は20地点において実施したが、地形と果樹の凍害とはかなり良い対応を示した。結果の一例を図3、表2に示す。

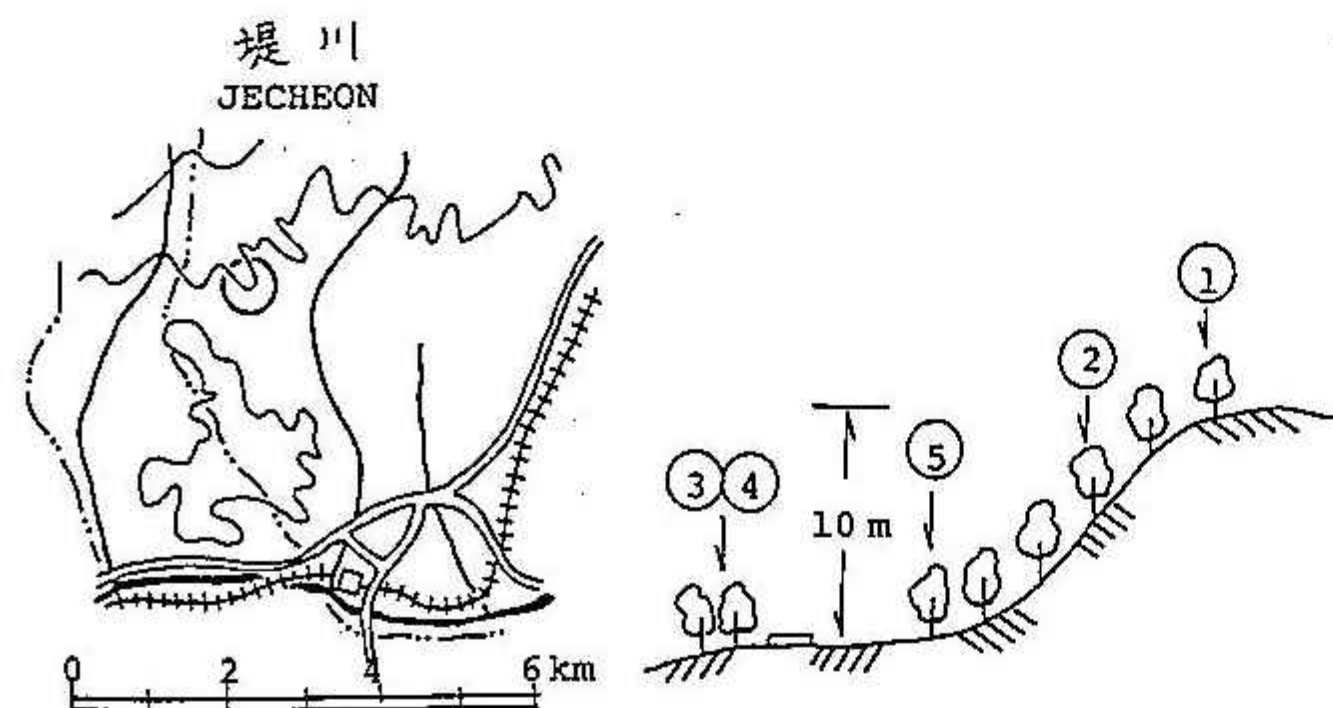


図3. 堤川市調査地点の位置と地形の概要

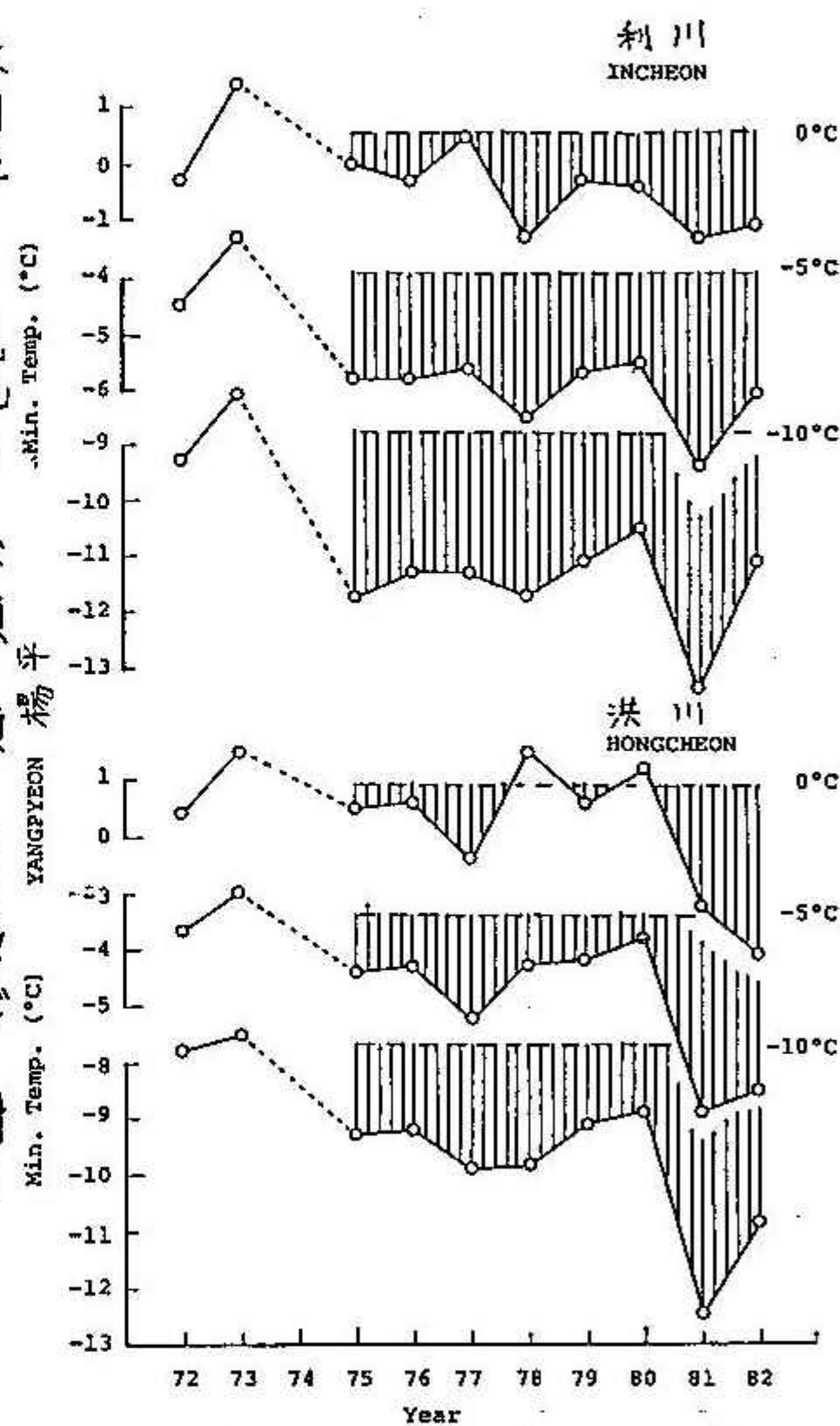


図2. 楊平における1月気温の経年変化

表2. 堤川市におけるモモ凍害調査

地点番号	調査数	被害株数	被害率	樹種
1	10	0	0%	モモ
2	10	0	0	"
3	10	5	50	"
4	15	5	33	"
5	34	8	24	"

7 札幌用天気図型分類の試み

——大気汚染を考慮して——

平松 親 (北大環境研)

札幌の大気汚染と天気図型との関係を明らかにすることを目的に解析を行ない、SO₂が高濃度となりやすい天気図型を見出したので報告する。

汎用天気図型分類 札幌の風向を手がかりとして類似する天気図を集める方法 (1983年秋学大会 209 (仙台) 参照) で、表2上段の11の天気図型に分けた。「気象要覧 (1951-55)」、「天気図集成 (1956-80)」の午前9時の天気図を各型に分類し、「気象日報 (札幌)」の風向風力天気図を各天気図型ごとに整理したのが、表1の風向風力別天気分類表である。天気マーク1個は、3回の出現頻度を示し、たて横の合計は、30年間 (930日) の実出現頻度である。1月を代表する二型 (弱西高東低) は、北西系で風力2~3、雪の頻度が高いが、南東系や晴日数も比較的多いことがわかる。煙霧日数が多かった四型 (日本海低気圧) について、10年ごとの天気出現率をまとめたのが図1で、30年間の雪の出現率は、ほぼ一定なのに対して、煙霧は60年代に急増し、70年代では激減している。

以下では、1977年~84年の7冬期間 (10月~3月) の日平均SO₂濃度 (センター局) との関係を考える。表2は、SO₂濃度ランク別に、各天気図型の出現頻度を整理したもので最下段には、型別の平均SO₂濃度を示す。出現頻度が高いのは、五型、二型、四型、七型、一型、三型の順であり、四型、六型は、SO₂が20.3ppbと高濃度である。特に四型は40ppb以上では、圧倒的な出現率を示すことが、表2の右の棒グラフからわかる。

表1. 二型 (弱西高東低) の風向風力別天気分類表

TYPE 2 JAN. 1951-1980 SAPPORO 0900L.S.T.

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	TOTAL
1	①					①	①					①		①	①		14
	*	∞			*	**	**	*		*		*		*			34
								∞									11
2						①		①			①①	①	①	①	①		22
	*			*	*	***		*		∞		**	*	*	*	**	40
																	6
3												①	①①	①①		①	12
												*	*	*	*		11
4													*	*			2
																	1
5																	5
																	2
T.	4	1		1	1	4	4	2	2	1	7	7	10	6	2	① 59	
	1			1	1	1	3				1		6	4	3	① 21	
	5	1	1	1	7	8	15	4	4	3	1	2	7	10	11	① 97	
	3			1	2	1	2	3		2			1	1	1	① 19	
	11	6	1	4	11	11	22	14	6	7	3	11	14	29	27	17	204
CALM	①	①	①	①	①	①	①	①	①	①	①	①	①	①	①	①	219%
	①	3	*	5	T. 10												

四型、六型は、SO₂が20.3ppbと高濃度である。特に四型は40ppb以上では、圧倒的な出現率を示すことが、表2の右の棒グラフからわかる。

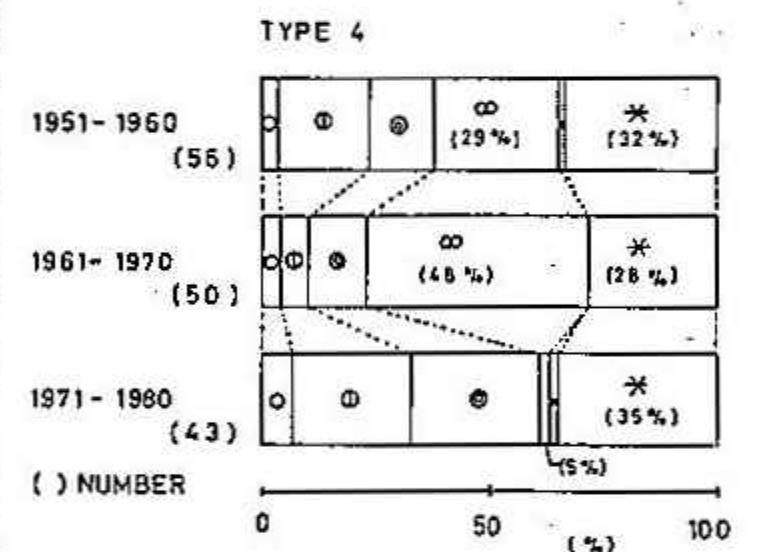


図1. 四型 (日本海低) 時の天気出現率の経年変化

表2. 汎用天気図型とSO₂濃度ランク (センター局) の関係

Type	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	T9	T10	T11	T10	T11
SO ₂ (ppb)	HL	HL	L	L	H	H	L	L	L	T	T	H	H
PERCENTAGE	20	40	(%)										
50-				3 ₃			1		1 ₁	5 ₄		T4	T7
40-	1	4		13 ₉		3 ₂		1	1 ₁	23 ₁₃	1	T2	T4
30-	1	15	2	24 ₁₃	13	6 ₄	2	4	2	69 ₂₉	1	T2	T4
20-	9	56	9	56 ₂₀	85	21 ₇	19	11	12 ₇	284 ₈₈	1	T2	T4
10-	46	152	38	106 ₁₅	149	31 ₃	128	22	27 ₃	21720 ₀₅	1	T2	T4
0-	18	29	19	23 ₁	12	2	36	3	7	155 ₆	1	T1	T2
TOTAL	76	259	69	227 ₆₃	264	63 ₁₆	192	42	50 ₁₂	341276 ₂₅₂	1	Type 2	Type 3
AV (SO ₂)	13.8	17.1	13.4	20.3 ₂₇₄	18.4	20.3 ₂₇₇	13.6	19.5	17.7 ₂₆₉	15.1 ₁₇₃	1	Type 2	Type 3
	(11)	(3)	(1)	(2)	(5)	(6)	(1)		(3)	(22)		Type 2	Type 3

SO₂汚染用天気図型分類 図2は、7冬のSO₂濃度と気温の季節変化を半旬値で示すが、厳冬期にSO₂濃度は高い。図中の丸印は日平均SO₂が40ppbを超えた日を表わすが、特に黒丸は、複数局で超過した広域高濃度日を表わす。これは、1月16日～2月20日に集中していることがわかる。この期間の低気圧の中心位置(資料は「印刷天気図」)をSO₂濃度でランク分けして示すと図3のようになる。広域高濃度日の天気図とSO₂濃度分布の例を図4に示す。これらSO₂高濃度の天気図型を整理すると表3のようになる。高濃度日の天気図25例の共通点は、気圧傾度が小さいこと。さらに18例にすれば日本海が低気圧部になっていること。16例は、日本海に低気圧があり、最も限定した高濃度型は、渡島半島沖に低気圧が存在するものであった。それぞれきびしい条件を除外した残りをA型、B型、C型と名づけ、表3には、40ppbを超過した局数頻度を、表4には09時と21時の天気図型とSO₂濃度ランクを示すが、両者から、日本海低気圧型(四型やA型・B型)、その典型として渡島半島沖低気圧型(A型)が広域高濃度型であることがわかる。

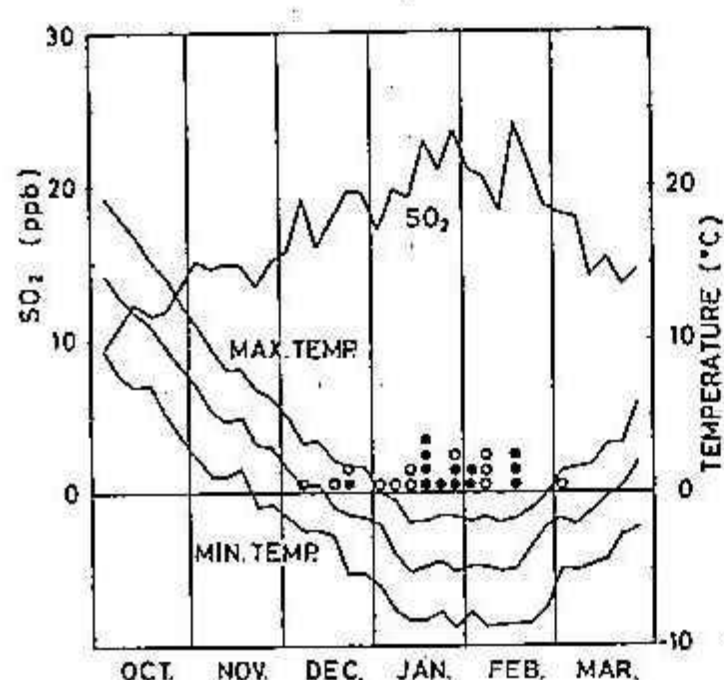


図2. SO₂濃度と気温の季節変化及びSO₂広域高濃度日の出現期日

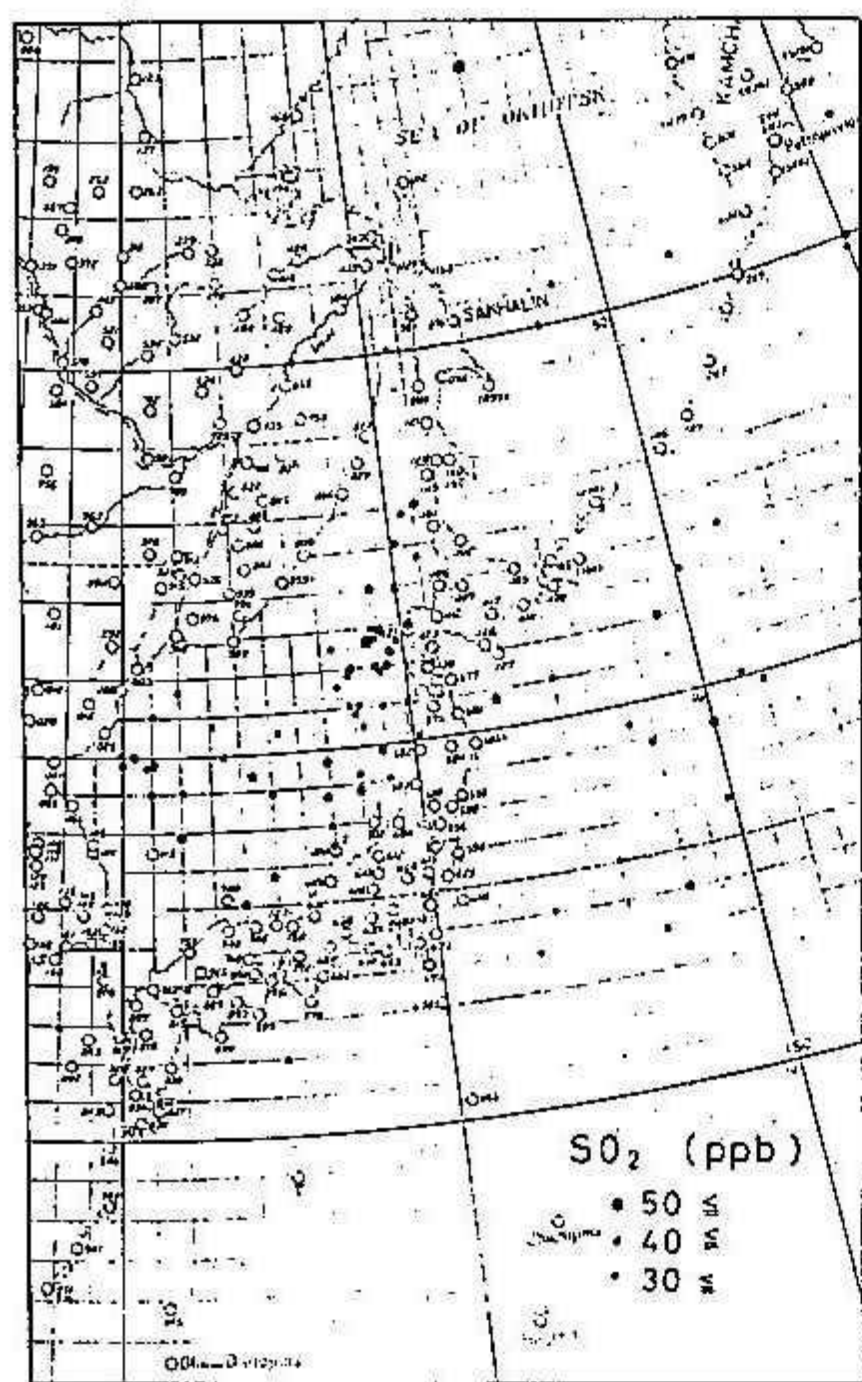


図3. 低気圧の中心位置とSO₂濃度ランク(センタ-局)

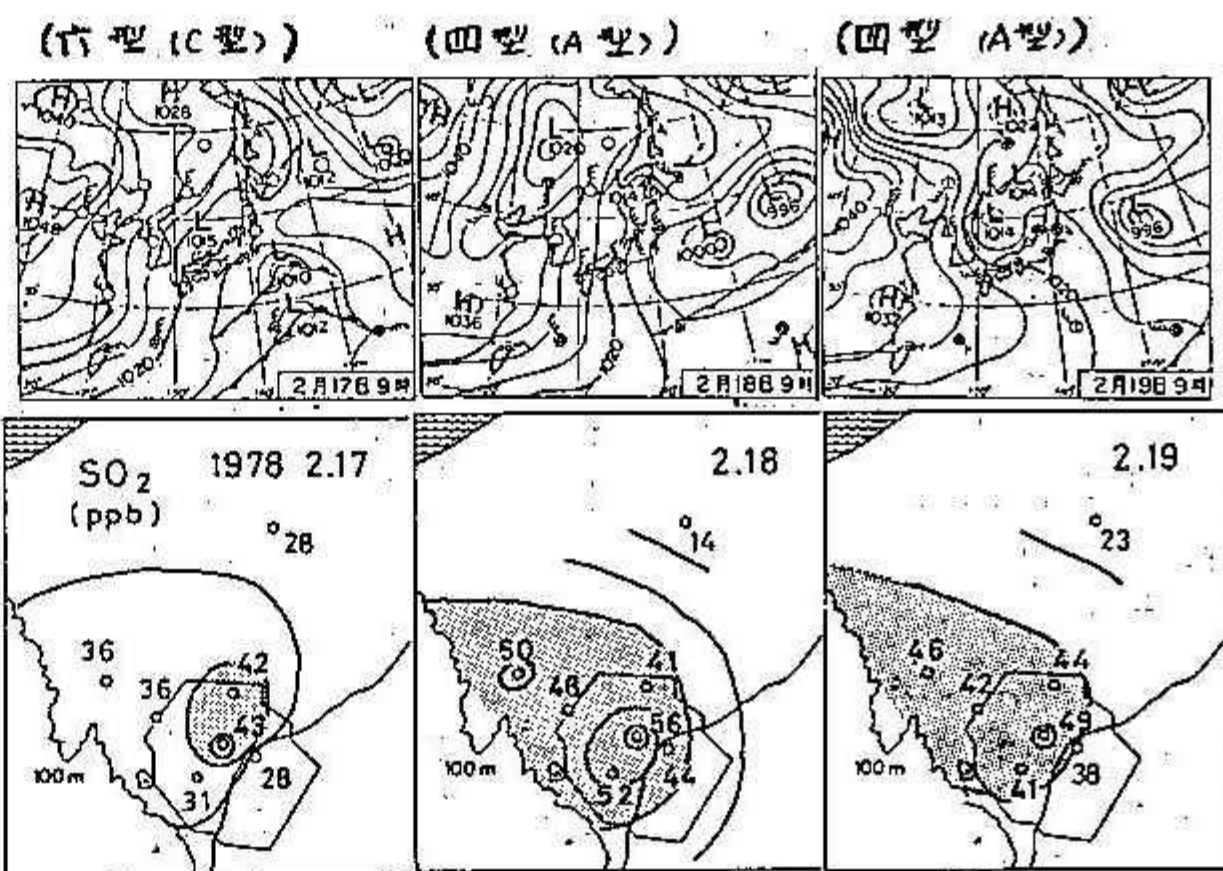


図4. 広域高濃度日の天気図とSO₂濃度分布(日平均値)

表3. SO₂汚染用天気図型分類と環境基準超過局数(単位:日)

	計	1局	2局	3局	4局	5局	6局	
等圧線の間隔が広い (全25例)	7	7						Type D
日本海低気圧部 (全18例)	2	1				1		Type C
日本海低気圧 (全16例)	9	2	2	2		3		Type B
(4型) 渡島沖低気圧	7		3	1		1	2	Type A
	25	10	5	3	0	5	2	

表4. 汚染用天気図型分類とSO₂濃度

	09 ^h					21 ^h				
SO ₂ 型	A	B	C	OTHER	TOTAL	A	B	C	OTHER	
50-	2	1	1		4	2	2			
40-	4	6	2	1	13	4	4	3	2	
30-	3	10	5	11	29	3	8	6	12	
20-	7	16	9	56	88	6	18	9	55	
10-	2	11	7	85	105	2	17	5	81	
0-		1		5	6				6	
DEFICT	1		1	5	7			1	6	
TOTAL	19	45	25	163	252	17	49	24	162	
AWSO ₂	31.1	27.2	26.4	18.6	22.9	32.8	25.9	26.3	18.8	

なお、汚染用天気図型分類には昭和58年度北海道科学研究費の援助を受けた。汚染用天気図型分類には、札幌市公害部斎藤直氏にお世話になったので感謝いたします。

8 氷晶核と雪結晶の形態

佐藤 昇 (北大・理)

菊地 勝弘 (北大・理)

1. はじめに

雪結晶の形態が氷晶核の種類や nucleation の過程によって影響されることは、Sheafer and Cheng (1968) によって最初に指摘され、その後いくつかの研究がなされている。一方、我々は -20°C 以下の低温度領域でゴハイなどの非六方対称形の雪結晶を天然で観測し、また、それらを人工的に実験室で生成した。今回は、奇形雪結晶と氷晶核との関連を調べる実験を行った。

2. 実験方法

氷晶核物質として、造岩鉱物（微斜長石・石英・普通輝石・方解石・黒雲母）と粘土鉱物（カオリナイト・モンモリロナイト）およびヨウ化銀を用いた。造岩鉱物とヨウ化銀は乳鉢を用いて粉末状にした。これらの粒子をプラスチック・フレームに張った直径 $3.2\ \mu\text{m}$ の繊維上に付着させたのち低温箱に入れた。低温箱内の上下のステージを冷却し、雪結晶の成長する温度・過飽和度条件を作り、成長する結晶をその場観察した。

3. 実験結果

氷晶核の種類 氷晶核の種類の影響を調べる実験を -30°C で行った。実験に用いた粒子の粒度分布を図1に示す。破線は実験で用いた粒子の粒度分布を示し、そのうち実際に核化し雪結晶が成長した粒子の粒度分布を実線で示す。微斜長石以外は $20\ \mu\text{m}$ 以下の粒子がほとんどである。氷晶核物質が核化する割合を図2に示す。Nは実験に用いた粒子数を示す。nucleation様式は deposition と考えられるが、nucleation時の過飽和度は水飽和に近いことが、角柱の mass growth rate からわかった。造岩鉱物・粘土鉱物の中でもっとも核化しやすいものは微斜長石で、粘土鉱物は核化しにくかった。成長した雪結晶を角柱・角柱集合・角柱角板集合・角板集合・奇形に分類した。 -30°C で成長した雪結晶について分類した結果を図3に示す。Nは観察された結晶数を示す。成長した雪結晶の多くは多結晶であり、単結晶はヨウ化銀以外では石英が一番できやすかった。多結晶の中では角柱角板集合が多いが、核化しにくいもの程角板集合ができやすい傾向がみられた。角柱集合は核化しやすい微斜長石・石英に多く出現した。

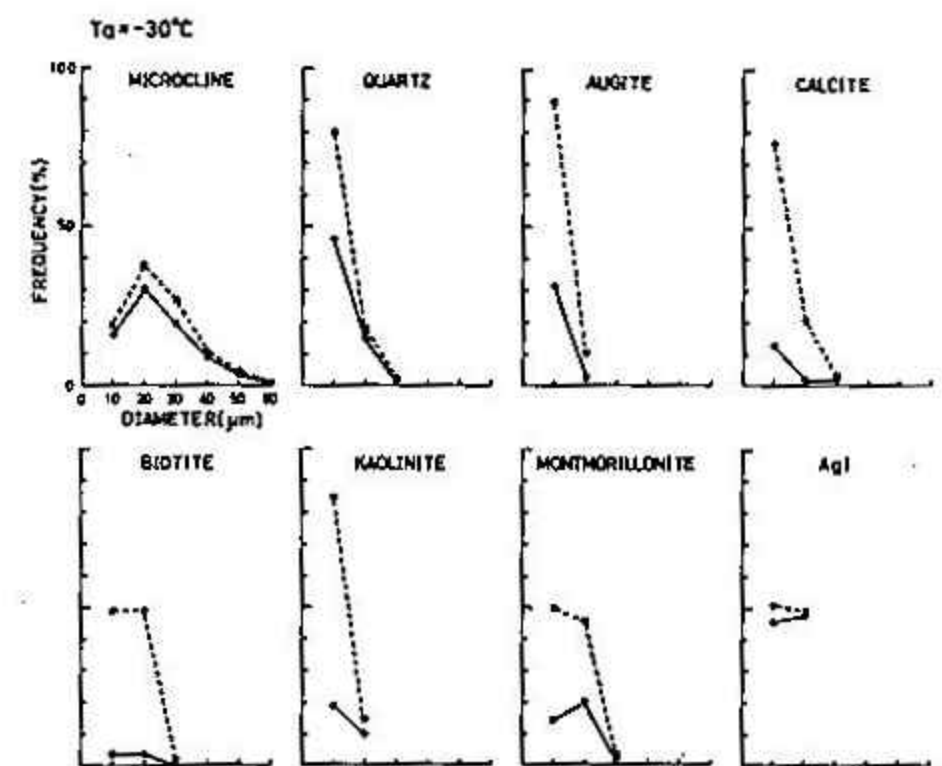


図 1.

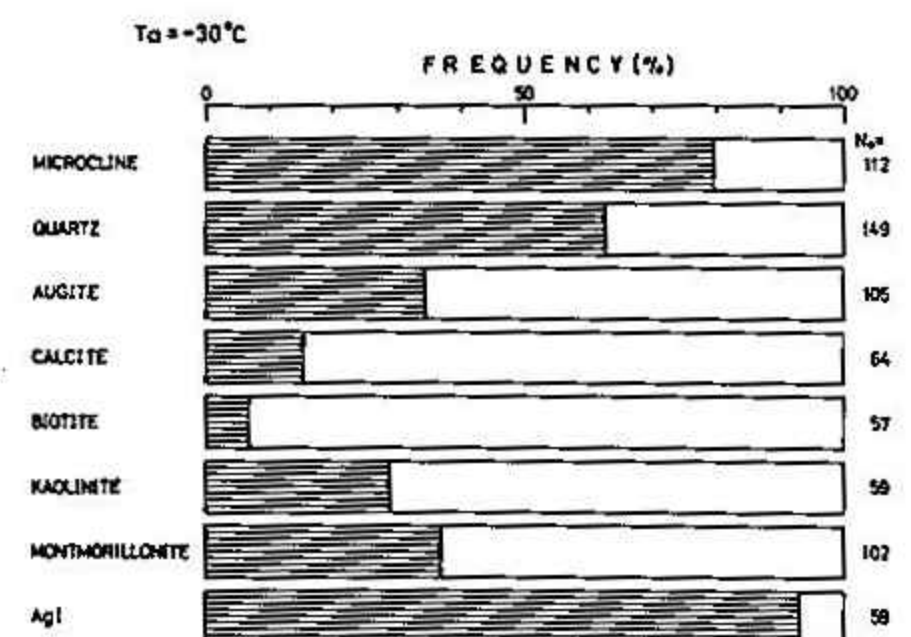


図 2.

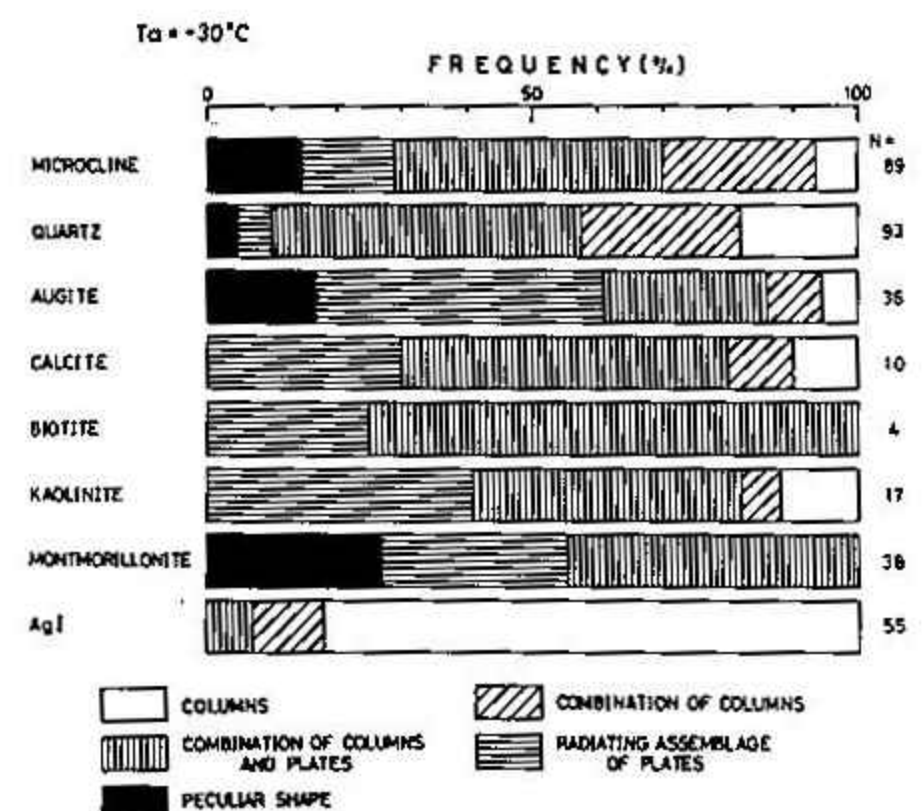


図 3.

奇形については、核化しにくい鉱物は調べた結晶数が少ないためもあるが、できなかった。微斜長石・普通輝石は約15%、石英は5%、モンモリロナイトは25%も奇形の割合があった。結晶性の悪いもの程奇形が出現しやすい傾向がみられた。奇形の種類については、その多くはスクロールとExtended prism planesで、中にはゴヘイもできた(図4)。

温度 微斜長石・石英・方解石について温度ごとの結晶形を調べた。 -20°C ではほとんどの粒子が核化しなかった。 -20° , -25° , -30° , -35° , -40° , -45°C ごとに成長した結晶形の割合を図5に示す。温度が -25°C から -30°C に低下すると角板集合の卓越から角柱角板集合の卓越へと変化する。また、角柱集合も出現するようになった。どの温度においても結晶性の良い石英・方解石に比べて、結晶性の悪い微斜長石の方が奇形のしやすい傾向がみられた。

粒径 氷晶核として微斜長石を用い、 -30°C で粒径の影響を調べる実験を行った。粒子の粒度分布、核化の割合、結晶形の分類を図6に示す。粒度分布のピークが $20\mu\text{m}$ であるグループ(S)とピークが $60\mu\text{m}$ であるグループ(L)について実験を行った。粒径が大きいもの程、核化しやすく、多結晶の雪結晶が成長しやすい。また、粒径が大きくなると角柱集合が減少し、角板集合の割合が増大する傾向があった。奇形についても、粒径が大きいもの程出現しやすい傾向がみられる。石英について行った実験でも微斜長石と同様の傾向がみられた。今回の実験で奇形の出現の割合が以前の観測値や実験値と比較して大きくなっているのは、用いた氷晶核が大きめであったためと思われる。

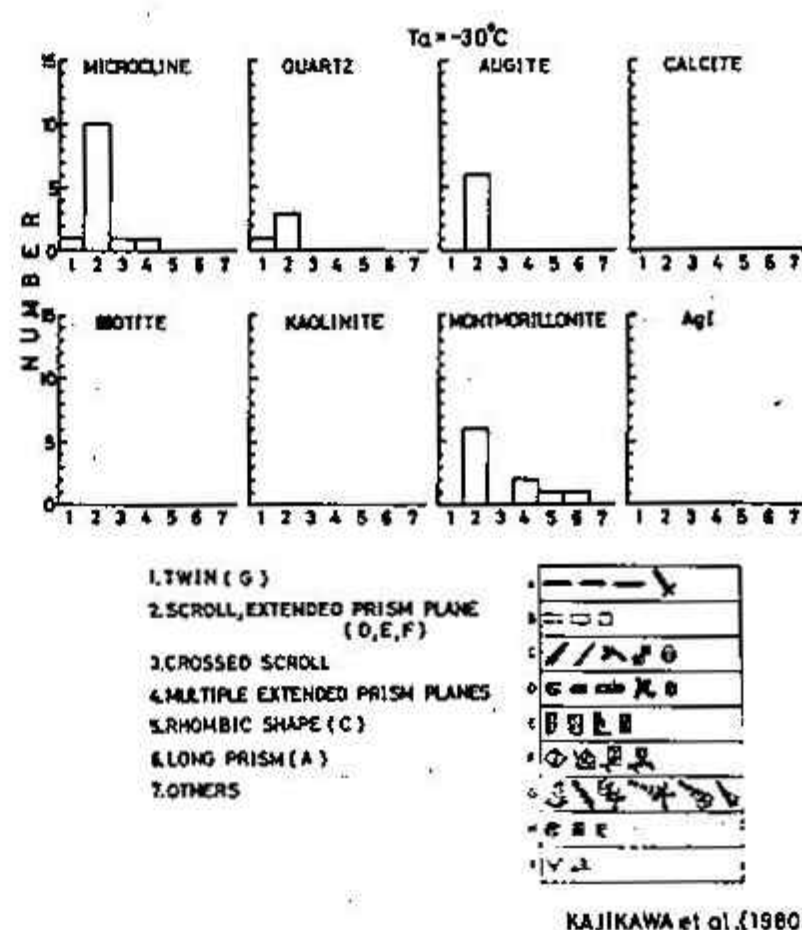
4. まとめ

a) 核の種類の違いにより奇形のしやすいものとできにくいものとがある。結晶性の悪い方ができやすい傾向がみられる。出現頻度が -30°C で15~20%という大きな値がでたのは粒径の影響と思われる。

b) 奇形の出現しやすい温度などの核化条件が核の種類により異なる。

c) 奇形の種類と氷晶核の種類・温度とには明瞭な関係がみられない。

d) 角柱集合は -25°C では出現しなかったが、 -30°C では出現した。角柱集合の中でも宛弾集合として分類できるものが、deposition nucleationによって生成された。



KAJIKAWA et al. (1980)

図4.

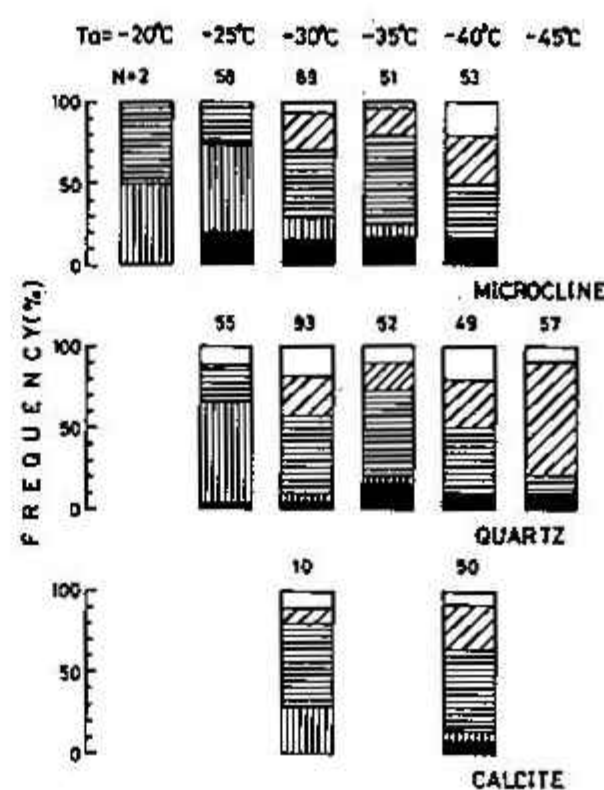


図5.

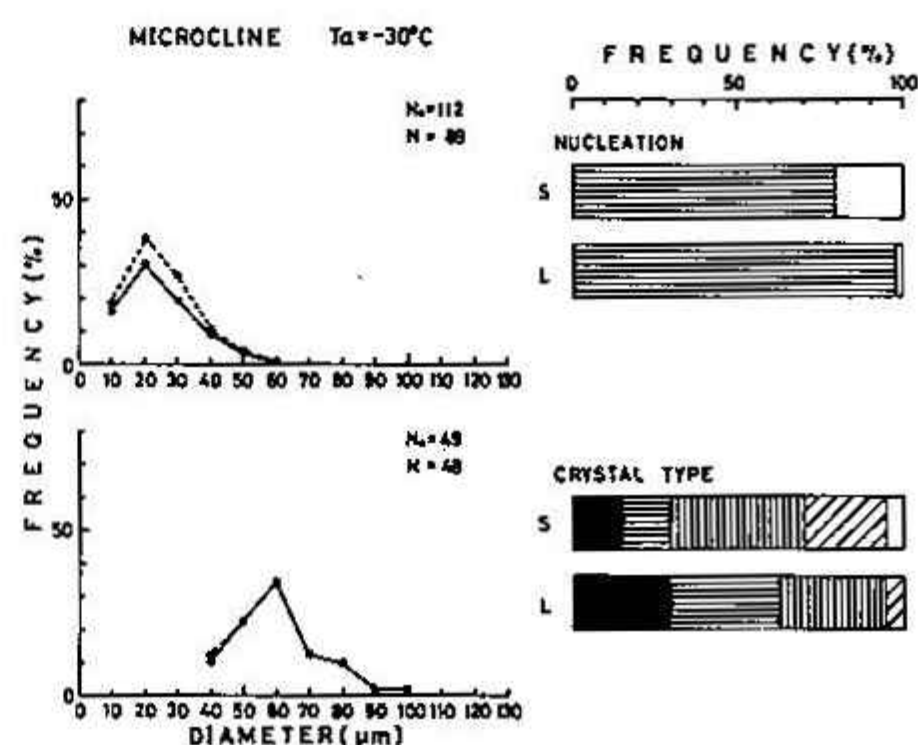


図6.

9 アメダス積雪深データについて (雪雨比)

札幌管区気象台 予報課 金戸 進

1. はじめに

気象庁で全国展開している地域気象観測網(アメダス)では、降水量や風、気温、日照、他に積雪深の観測も行なっている。今回は、これらのデータを使って得られた雪雨比について報告する。

雪雨比とは降雪密度の事で、降水量で計って1mmの降雪が何mmの深さになるかを言う。予報作業の中でアメダスデータを利用する場合、積雪深計を設置している観測点は全体の1/5程度なので、降水量と雪雨比から降雪量を推定する必要がある。

2. アメダス積雪深計について

アメダスで使用している積雪深計は超音波方式でその測定精度は±1cmである。1983～84年の冬期間は日本海側を中心に全道47地点に設置されており、現在さらに増設中である。

図1は1984年1月15日12時のアメダス積雪深計による積雪分布である。数値が入っていない地点には積雪深計は未設置である。

3. 降雪量

降雪量とは、ある時間内に降った雪の深さである。気象官署では、1日3回(09h, 15h, 21h)に前6時間または前12時間の降雪量を雪板と叫ばれろ道具で測定し、これらを合計して日降雪量、月降雪量を算出している。

一方、アメダスの積雪深計は積雪を計るものであり降雪を計るものではない。しかし、積雪深データは毎時間得られており、その差がプラスの場合降雪があったと見なす事が可能である。

4. 雪雨比

3のようにして決定した月降雪量(S)と、いっ水式雨量計による月降水量(R)から雪雨比(S/R)を求めた結果が図2である。横軸は各地の月平均気温で、期間は1983年12月～1984年3月、気象官署はJMA、アメダス地点はAMeDASとしてある。図中の直線は全データによる回帰直線である。

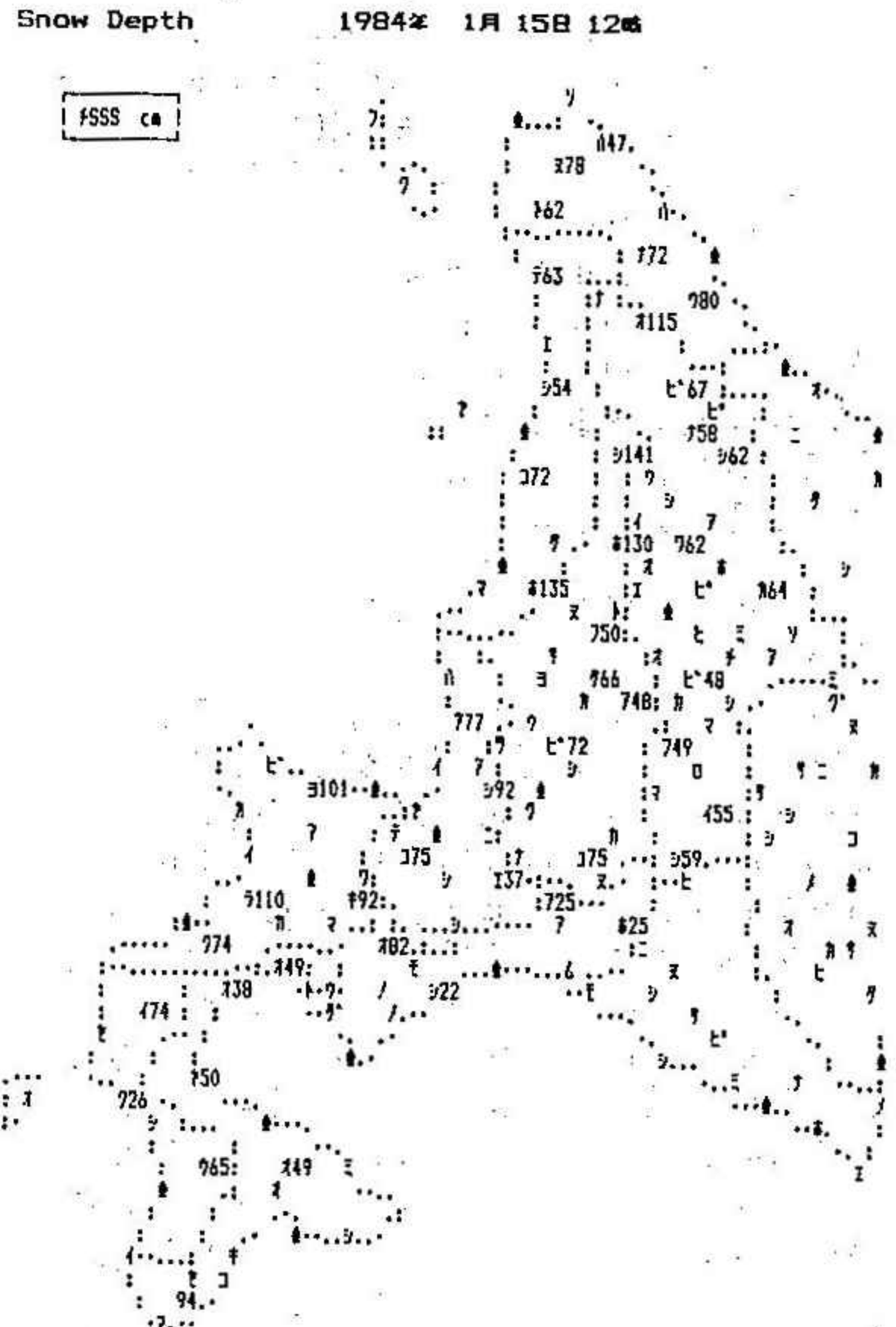


図1. アメダスによる積雪分布

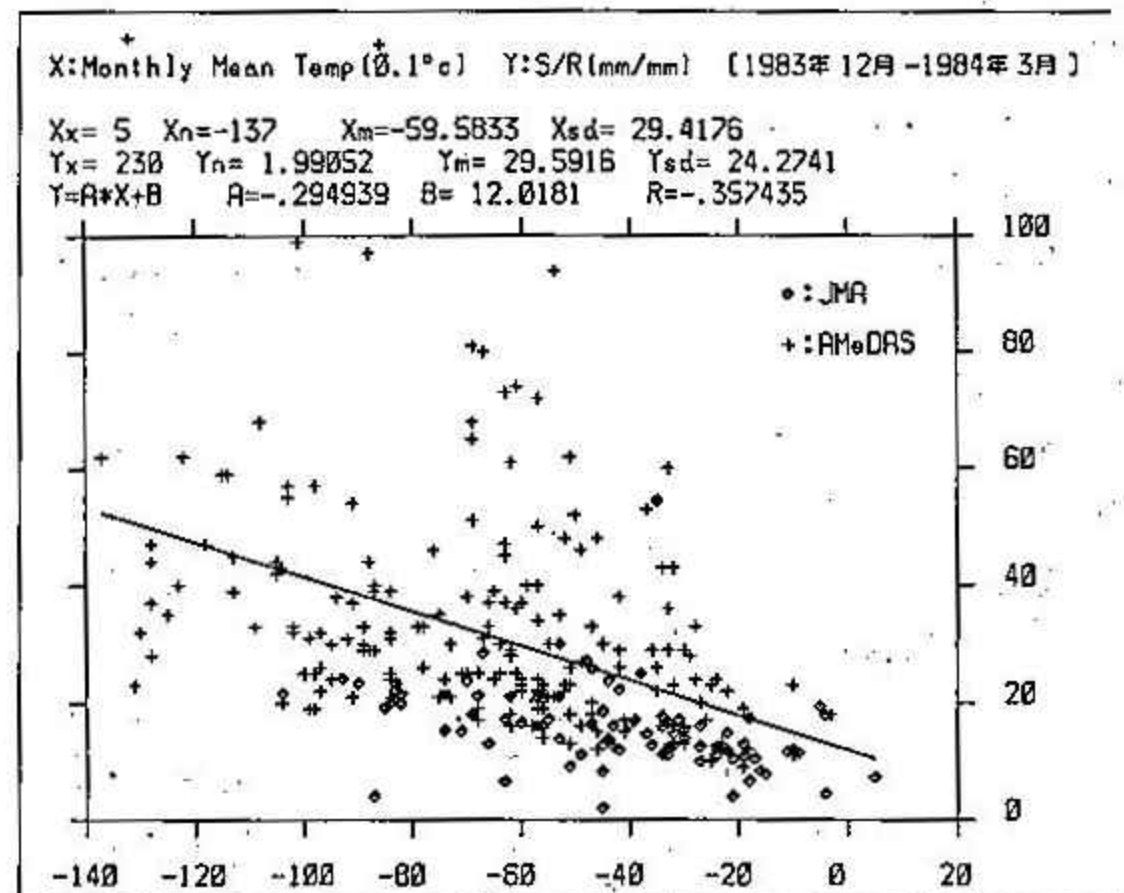


図2. 月平均の雪雨比と気温の関係

これによれば、全体的にアメダスによる雪雨比の方が官署によるものより大きな値になっており、また、ばらつきも大きくなっている。特に S/R が 230 (mm/mm) と極端に大きな値を示した地点があり、全体の雪雨比の平均は 30 (mm/mm) とかなり大きな値になってしまっている。

これは、上で述べた様にプラスとなった積雪深差を全

表 1. 毎時降水量と積雪深差

	Rain & Snow 12月24日																							
point	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
*7887	-1	1	0	-1	0	0	0	-1	0	0	1	-1	-1	1	1	-1	0	0	0	0	0	-1	1	
*7917	0	-1	0	0	0	0	0	-1	0	-1	0	0	-1	1	0	-1	1	-1	0	-1	0	0	0	0
*8117	0	0	0	0	0	0	0	0	0	-1	0	0	-1	0	1	0	-1	1	-1	0	0	-1	1	0
*8207	0	0	0	0	0	0	0	-1	0	0	0	-1	0	-1	1	-1	0	0	-1	0	0	0	0	-1
*8317	0	0	0	0	0	0	0	-1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	-2	0
*8318	-1	0	0	-1	0	0	0	-1	0	-1	1	-1	0	1	-1	1	1	0	-1	0	-1	0	0	0
*8323	2	2	3	3	2	1	1	1	1	-1	-1	0	-2	0	0	-1	-1	1	-1	0	0	-1	0	-1
*8319	-1	1	0	0	0	-1	0	0	0	2	-1	-1	0	0	0	0	0	0	0	0	-1	0	-1	0
*807371	1	0	0	0	1	0	0	0	-1	0	0	0	0	0	0	0	0	-1	1	0	-1	0	0	0

て降雪と見なした事に問題があったと思われる。ここで、実際の積雪深差などのような値になっているかを見てみる。表 1 は 1983 年 12 月 24 日の空知と後志支庁のアメダスによる毎時の降水量（上段、0 の場合空欄）と積雪深差（下段）である。蘭越で 1 時～7 時にかけて 1 時間 1 ～ 3 mm の降水があり、積雪深差も妥当な値となっている。しかし、深川ではこの日は降水量は観測されていないのに、積雪深差は ± 1 cm の変動をくり返し、

プラスの合計は 5 cm に達している。これは積雪深計の精度から見て許されない事であり、図 2 で示した雪雨比はこの様なことにより大きな値となってしまった事を考えられる。

そこで、降水量がなかった日は積雪深差もないという条件をつけて雪雨比を求め直した結果が図 3 である。これによれば、アメダスによる値は官署の値に近づき、ばらつきも小さくなっている。全体の雪雨比の平均は 22 (mm/mm) と妥当な値となっている。この場合の回帰式によれば、0℃での雪雨比は 12 (mm/mm)、-5℃では 21 (mm/mm)、-10℃では 29 (mm/mm) となる。ただし、この気温は月平均値であり実際に雪が降っている時の値ではない。

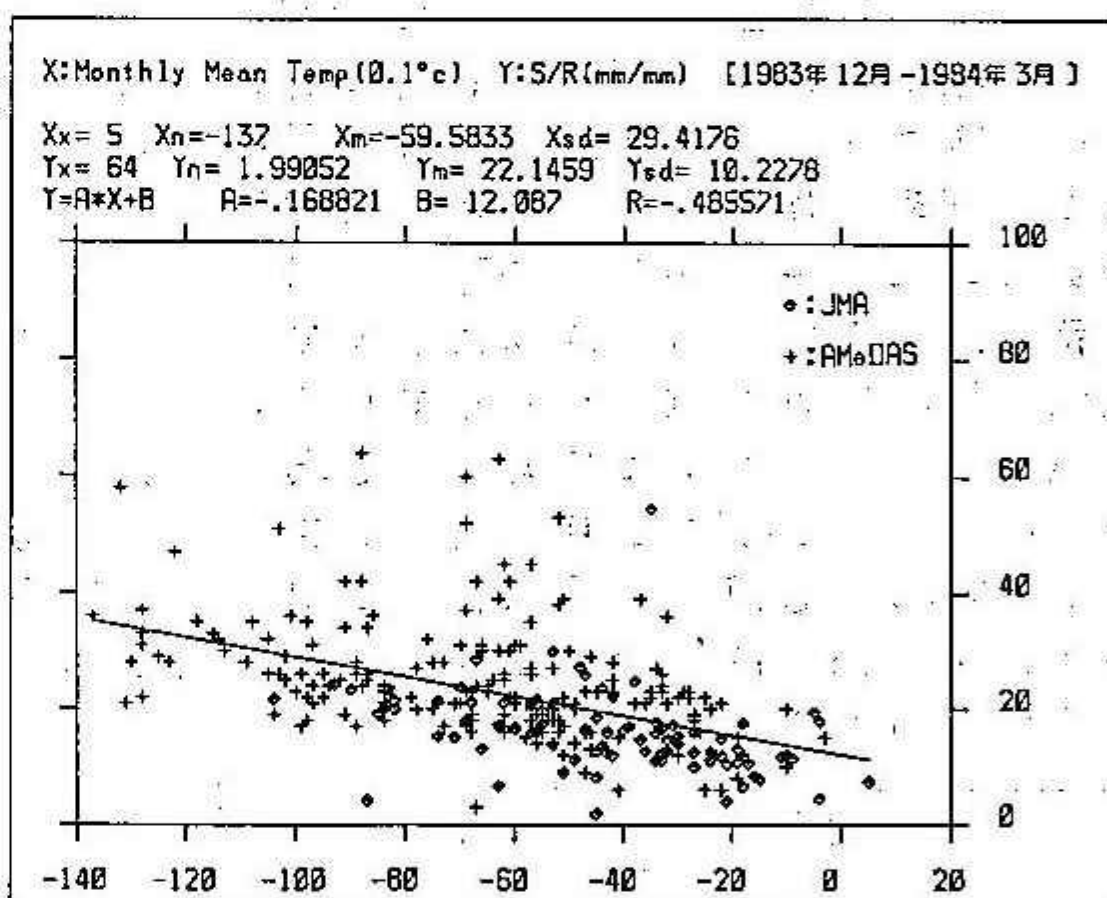


図 3. 条件をつけて求めた月平均の雪雨比と気温の関係

5. まとめ

アメダス積雪深計データにより降雪量を推定するには、ただちに差のプラスの場合を合計するのではなく、降水量データなどにより誤差の範囲内での変動がどうかをチェックして合計する必要がある。この様にし得られた雪雨比は、全体の平均で 22 (mm/mm) となり、これまで使われていた値とほぼ一致した。

10 石狩湾上の降雪雲のレーダー観測 (SHAROP - Part II)

東根 聡, 村上 正隆* (北大・環境)
岡地 勝弘, 谷口 恭 (北大・理)

1. はじめに 冬期, 季節風時に帯状の降雪雲が北海道西岸に進入し, しばしば局地的な豪雪をもたらす。一方, 石狩湾南方は積丹半島から石狩平野の西方にかけて山塊が連なっている (図1)。衛星写真からこれらの積丹半島及び石狩湾周辺の地形が, 進入する降雪雲に対して影響を及ぼしていることが推測される。この影響を調べる為に, 1984年1月~3月, 積丹半島においてレーダー観測を行なった。さらに地形による効果を評価する為に数値実験を試みた。

2. 観測 今回の観測は積丹半島北端の入網町積丹岬に気象レーダーを設置して行なった (図1)。これにより積丹半島周辺及び石狩湾上の降雪雲のエコーの動きを詳しく捉えることができた。

その結果, 季節風時に北面から南東に向けて進入してきた降雪雲のエコーの変位方向が小樽市付近でより東方に変わる傾向がみられた。2月4日の例を図2~図4に示す。図2は2月4日13時50分のNOAA-7による北海道付近の雲画像である。積丹半島に沿うように帯状の雲が石狩平野に達している。同日, 11時におけるPPI画像 (図3) には半島に沿うような北面から南東の走向をもつ帯状のエコーがみられた。小樽の南方では東西方向の走向である。このエコーの動きを10時から11時まで5分毎の変位で示し, さらに変位の方角によって分けたところ (図4) 比較的東向きの変位が集中しているのは小樽南方であった。変位の方角を地域別に平均すると石狩湾上では 293° , 小樽南方では 283° であり, その差は約 10° であった。他の事例解析でも同様な結果が得られ, 季節風時の降雪雲のエコーの動きは石狩湾南方の小樽付近で約 10° 東に向く傾向があることが分かった。

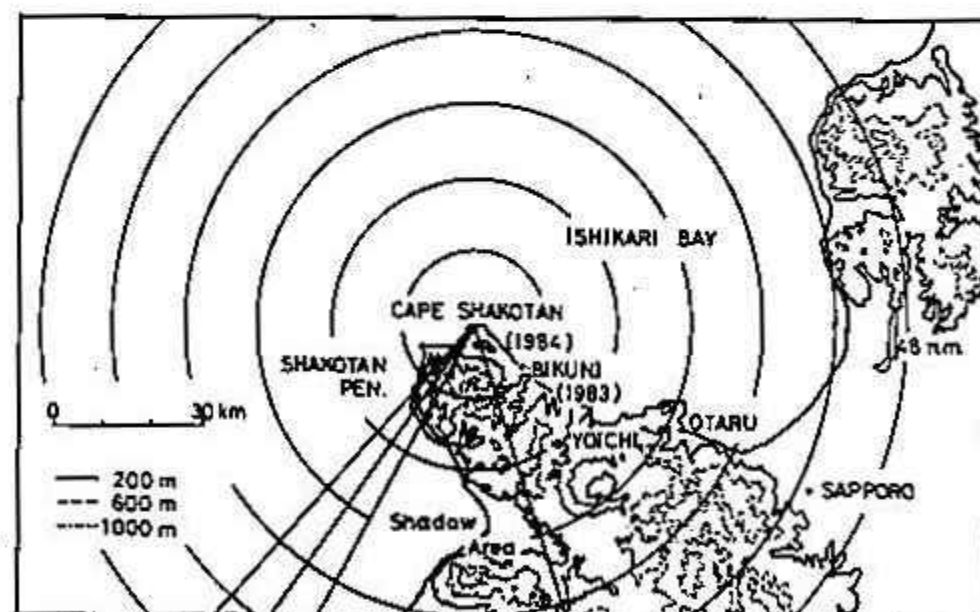


図1 観測点及び石狩湾周辺の地形

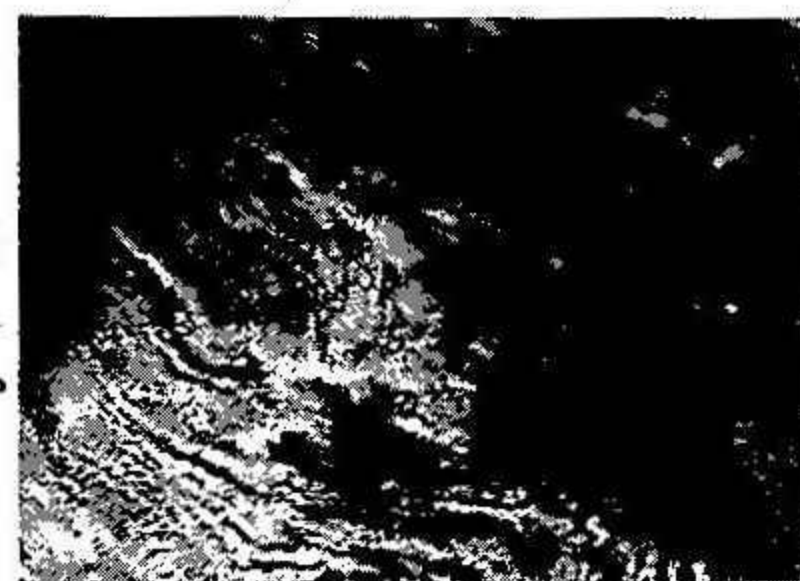


図2 1984年2月4日13時50分
NOAA-7による北海道付近の雲画像 (可視)

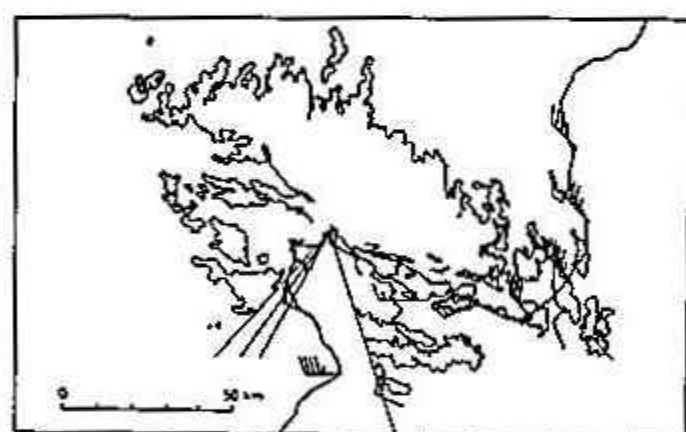
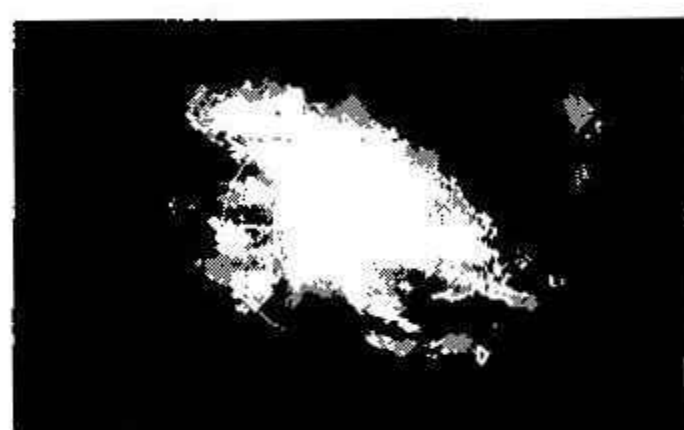


図3 1984年2月4日11時00分
レーダー PPI 画像

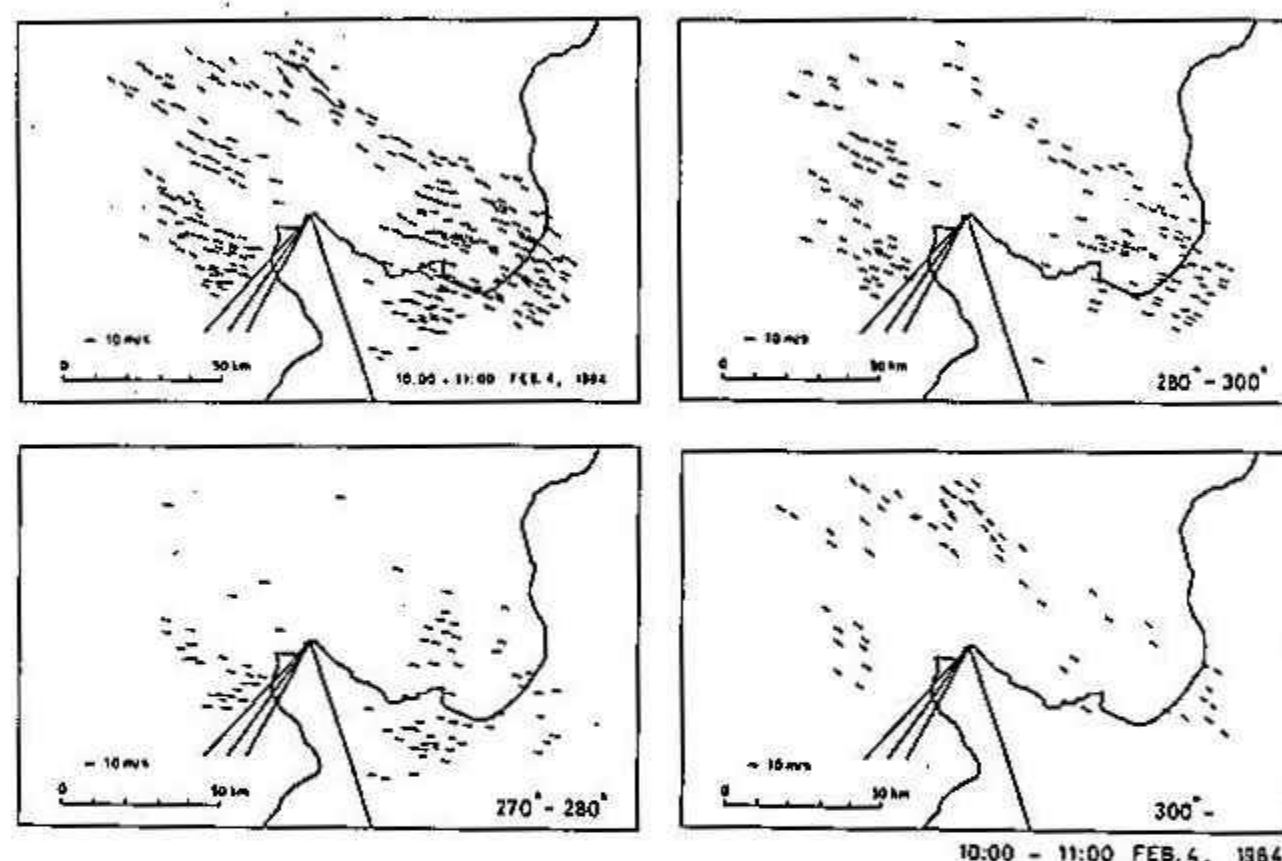


図4 1984年2月4日 10時~11時の間の降雪雲の
エコーの5分毎の変位

3. 数値実験 観測でみられた降雪雲のエコーの動きは、横丹半島及び石狩湾南方の山岳地形によって影響を受けているものと考えられる。地形による効果を評価する為に、Lavoie (1972) のメソスケールモデルを石狩湾周辺地域に適用した数値実験を試みた。図5は計算領域の中央部分の地形である。格子点は 50×40 点とし、格子間隔は石狩湾周辺で5 kmメッシュの配列とし、その外側では境界からの影響を疎く為に指数関数的に広がるようにしてある。初期値は、風は北西風を想定し $315^\circ, 12 \text{ m/s}$, 混合層上端の高さ 3000 m, 混合層内部の温位 267K, 比湿を 0.6 g/kg とし、地表温度 267K, 海面温度は1984年2月上旬の平均海面水温を用いて2月4日の事例に対応するようにした。他の定数の値等はLavoie(1972)に準じた。さらに地形の起伏が無い場合についても計算を行ない比較を行なった。

図6は準定常状態における混合層上端の初期値からの変位のパターンである。石狩湾上及び、横丹半島と石狩平野の北方の増毛山地を取り囲むように混合層上端は高く、又、山地の風上より高くなっている。図7はこの状態における混合層内部の風向の分布を示している。小樽の南方で風向がより東向きになる。この地域が表われており、石狩湾上の平均の風向(約 304°)と比べると約 10° 東に向いている。これはレーダー観測によるエコーの動きに良く一致している。又、半島の南西側では北東側に比べて風向がやや南向きになっている。一方、地形の起伏の無い場合(図8)では風向は滑らかに変わっており特異な地域は無い。従って上の結果は、横丹半島及び石狩湾南方の山岳地形による効果であると考えられる。

4. まとめ 横丹半島におけるレーダー観測によると季節風時に石狩湾に進入してくる降雪雲の変位方向は小樽付近で石狩湾上に比べて約 10° 東に向く傾向があった。一方、Lavoie (1972) のメソスケールモデルを用いた数値実験では、小樽付近の風向は石狩湾上に比べて約 10° 東に向くという結果が得られ、観測とよく対応している。地形の起伏の無い場合との比較から、これは石狩湾南方の横丹半島から石狩平野西方にかけて連なる山岳地形の効果によるものと考えられる。又、今回の観測では死角になっていた横丹半島の南側における降雪雲の動態に関してその地形による効果が数値実験から示唆された。今後、この地域においても詳細な観測がなされることが望まれる。

*現在所属：気象研究所

文献

Lavoie, R.L., 1972: A mesoscale numerical model of lake-effect storms. J. Atmos. Sci., 29, 1025 - 1040.

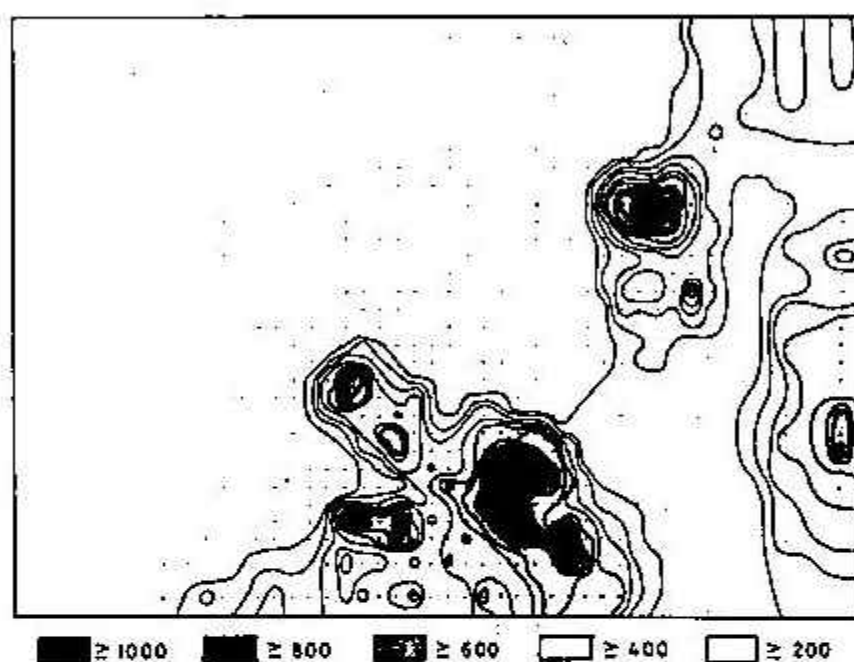


図5 数値実験で用いた地形 (m)

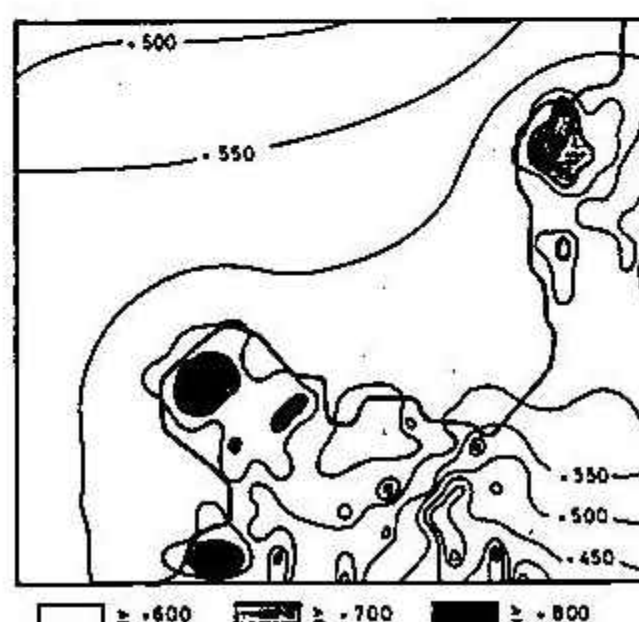


図6 混合層上端の初期値からの変位 (m)

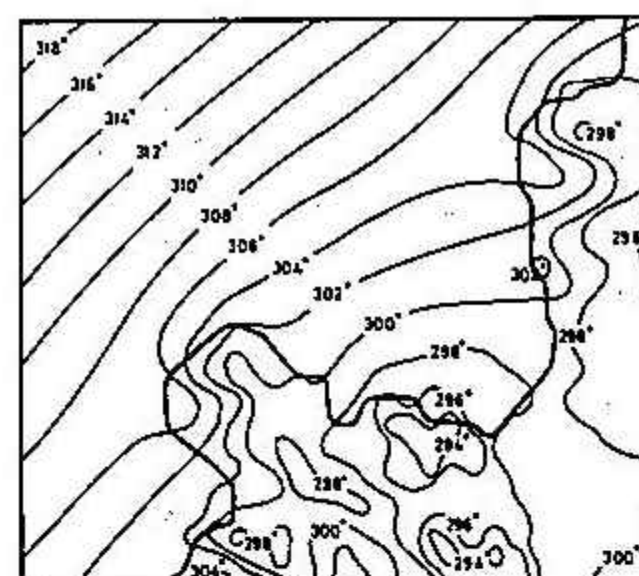


図7 混合層内の風向の分布
地形の起伏が有る場合

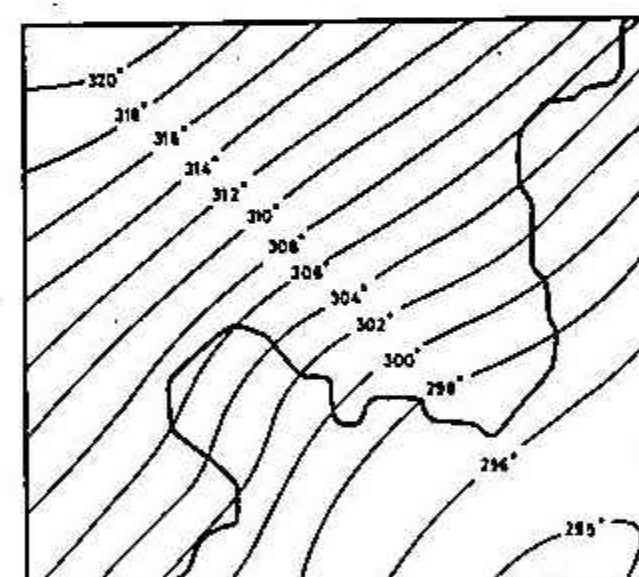


図8 混合層内の風向の分布
地形の起伏が無い場合

11 大雪をもたらす降雪雲の事例解析 —ゾンデ・レーダー・サテライトの資料による—

遠藤辰雄, 若瀬五郎, 藤吉康志, 山田知充, 小西啓之, 入川真理
(北海道大学 低温科学研究所)

1983年2月25日から27日にかけて, 札幌を中心として図1.に示されるような大雪があった。前回(59年サニ回支部研究発表)は, その時に行ったレーダーと特殊ゾンデによる同時観測の結果について報告した。(図5.6参照)

ここでは, 札幌管区気象台で行ったレーダーによる10分間隔の特別観測の結果と静止気象衛星「ひまわり」による雲画像等の資料による解析を行ったので得られた知見のいくつかを報告する。

札幌地方を中心とする大雪に対し管区気象台では26日早朝より, この雪雲に対して特別観測が行われた。図2.はPPIエコーの10分毎の35mmフィルムに納められた記録であり, 比較を行う北大低温研の位置を各フレームの右下の角として, 才4象限のみを示したものである。この時の高度角は 0.5° であり, 観測距離範囲は200kmであった。09時から13時までのエコーは, この日の上空の主風向である北西の風向きに対して直交する, ひやゆるトランスバースルモードのパターンであり, これが次々と接近してくるのがわかる。これが14時ごろから走向に対して時計回りに傾斜しはじめ, その後では完全に走向と平行になってしまった。

このTモードの期間について, 観測点である北大低温研から, 上空の主風向である方位 320° の線によって切る図2.のエコー図の位置を時系列で示したのが図3.の上半分である。図の下半分は低温研屋上にとりつけた視程計の記録であるが視程と降雪強度の関係は藤吉ら(1983)によって求められているので, た

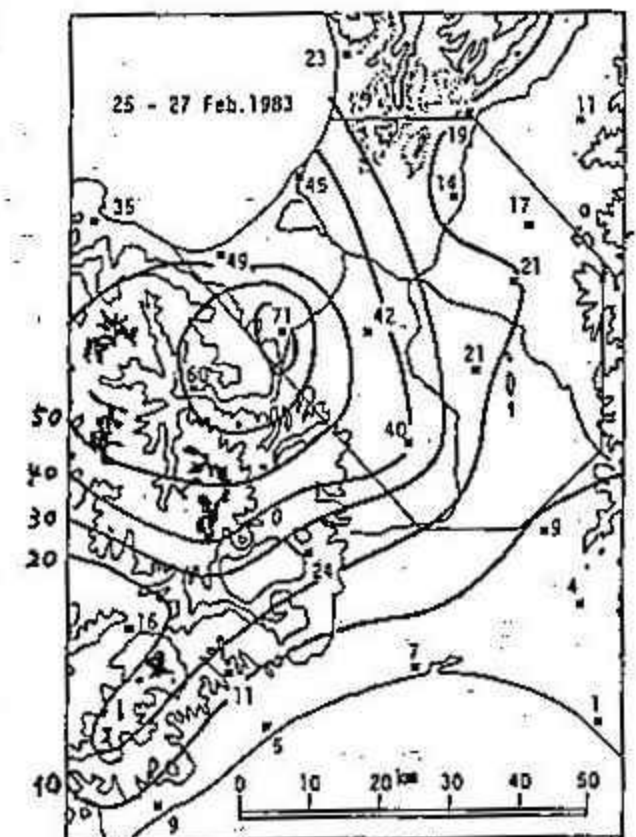


図1. 降雪水量(mm)

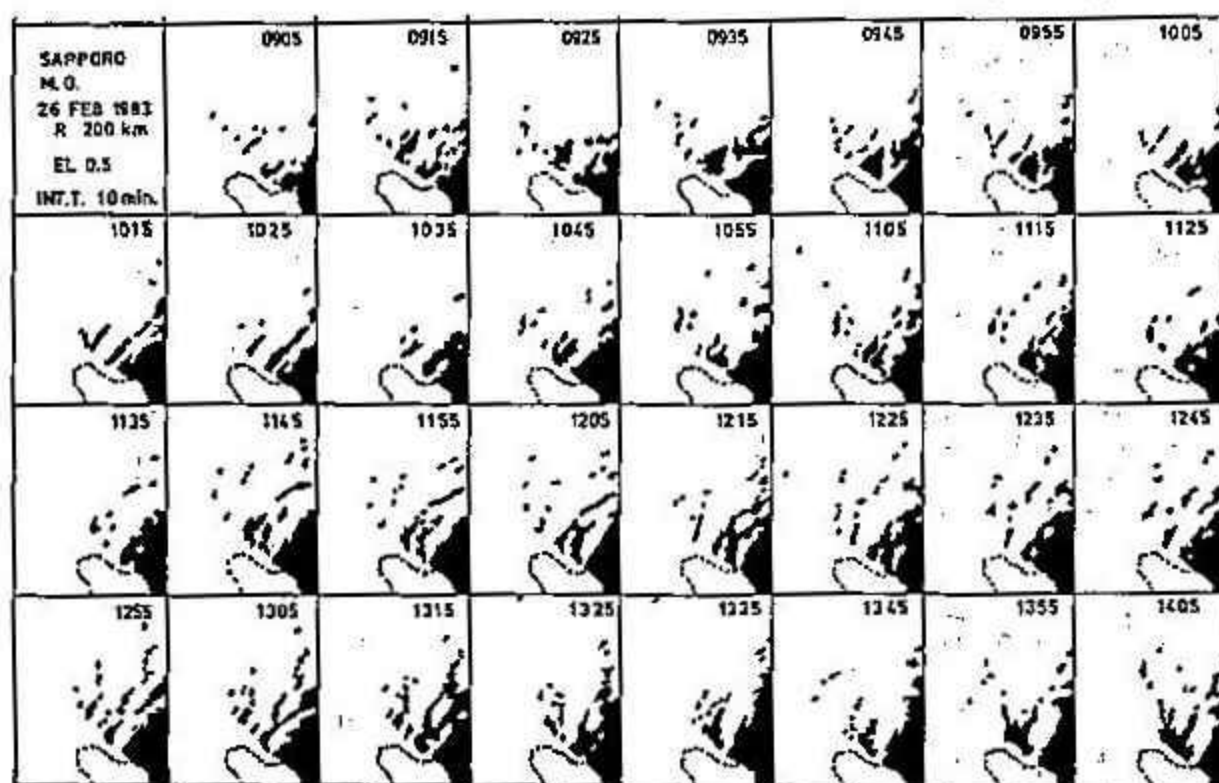


図2. 札幌管区気象台レーダーによる10分毎の特別観測

これらのTモードの中心部の移動を示したのが図の上半分のエコーの中の破線である。これを観測点まで近接することによって, これらのTモードのエコーの到達時刻が推算される。この破線とよこ軸との交点が, これらに相当する。これと図の下半分の降雪強度にみられる一連の降雪の強い時間との対応がみられる。

特に海上に於けるTモードのエコーは二本づつ対になつて, まとまってやってくるのが注目される。しかも, これが一連の降雪強度の山

て軸は直交, 降雪強度で示されている。図の上半分でわかる様に観測点である低温研から方位 320° の方角で風上側の約40kmに接近したエコーは, それまで海上ではTモードに分離してみえていたのが, 40kmから手前側ではエコーが一体化して位置の区別がつかなくなっている。しかし海上では, そのアウトラインが明確であり, それらは時速約36km(約10m/sec)の速さで進行してくるのがわかる。

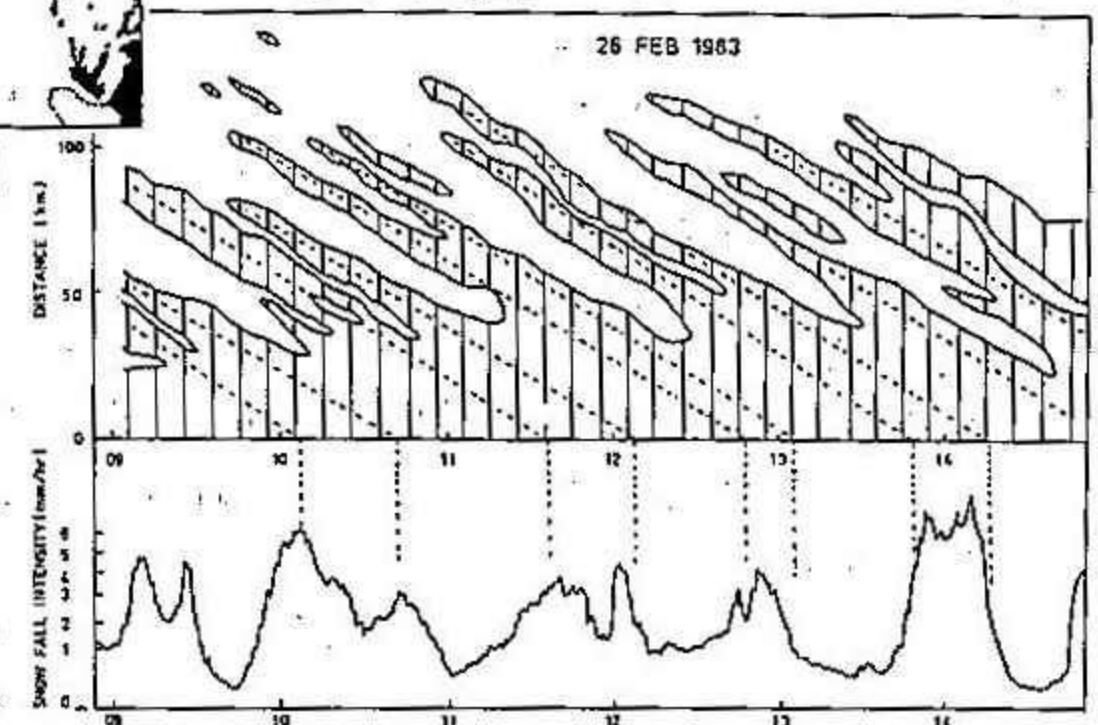


図3. 北大低温研より方位 320° の線が切る図2.のエコーの位置の時間変化と視程計で求めた地上の降雪強度の時間変化

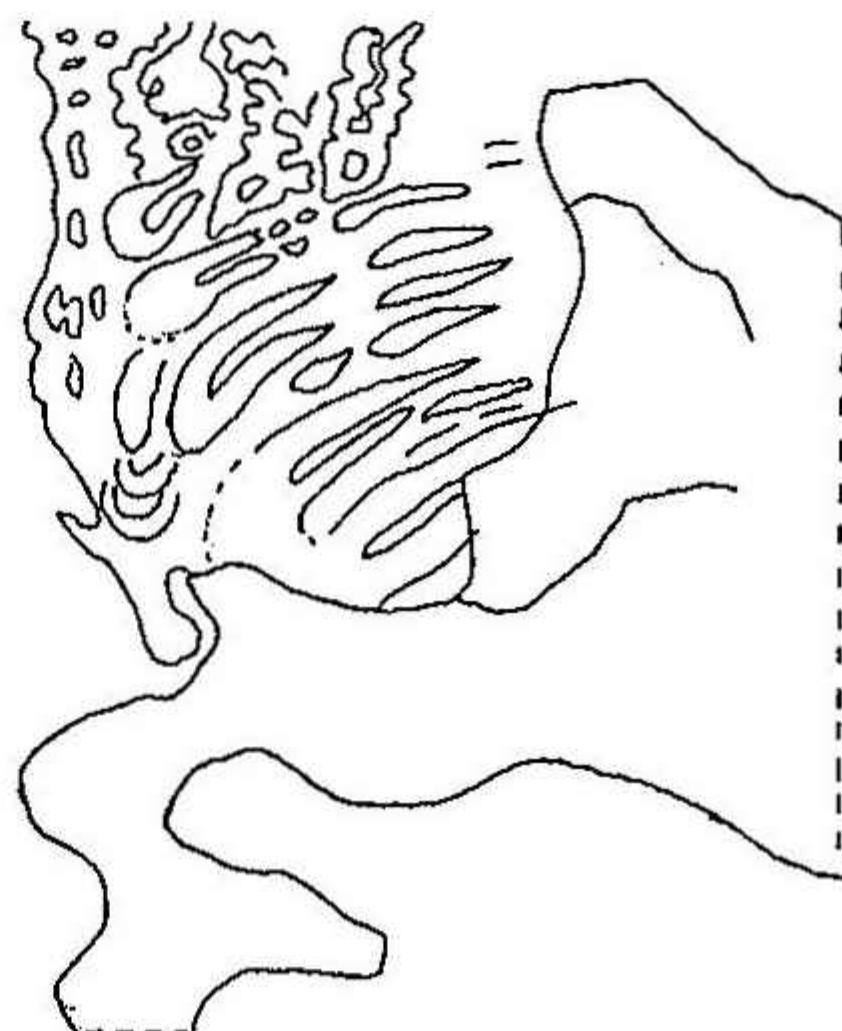
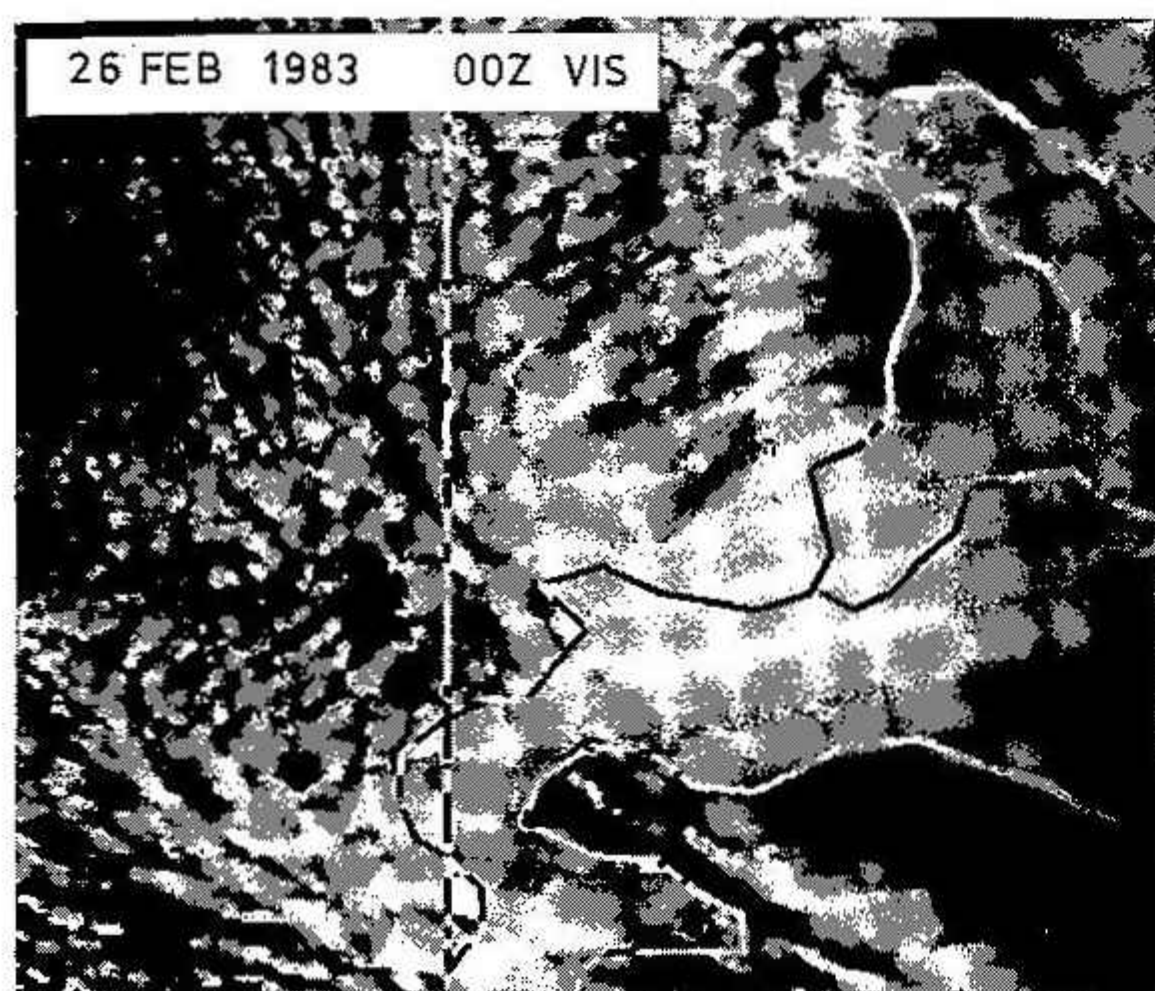


図4. 1983年2月26日09時のGMS-2の可視画像とそのアウトラインのスケッチ(カニの左手の形が特徴)

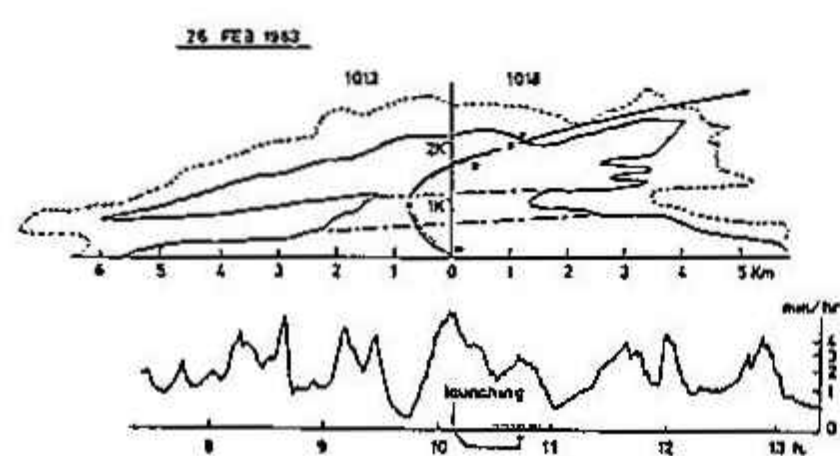


図5. REIレーダー断面図とゾンデの飛跡

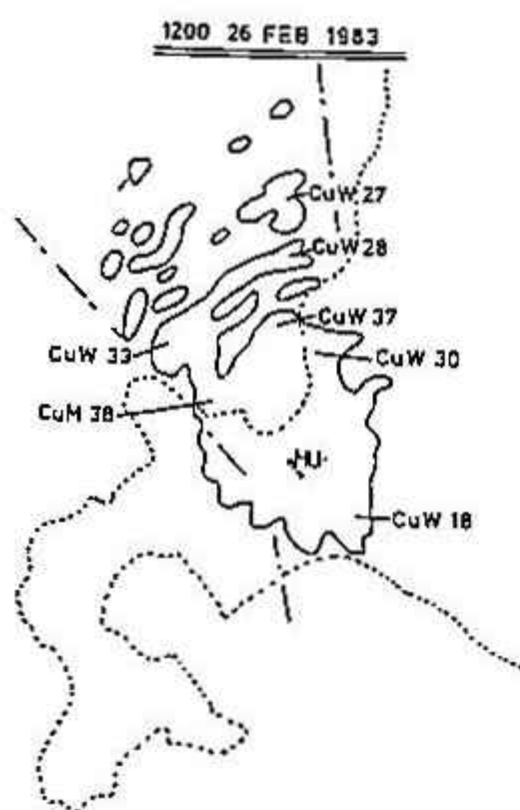


図6. PPIレーダースケッチ

であり、上陸したエコーは停滞して動き不明と記録されている。しかも、上陸後のエコーは面的に広がっているのがわかる。

図7.はこの時の地上風で降雪域の中心から飛散する風の様子となり、降雪に伴う下降流が推定される。これらのことをまとめると図8.に示す降雪機構のモデルが考えられる。(文献) 藤巻ら(1983) 低温科学, 42, 147-156.

の中で二山のピークに夫々対応しているのがみとめられる。一降雪の周期は70分~90分であり、その中にみられる二山のピークの周期は10分~40分であって、これらの周期は時間の経過に伴って短くなる傾向にあるのがみとめられる。また海上のエコーの対の周期と次の対との周期は1:1.5~2である。

図4.は0840^mごろに撮影された「ひまわり」による雲画像である。右特撮上に先に示されたT・モードのエコーに対応する雲がみられる。この雲のアウトラインを強調するためスケッチしたのが図の右半分である。

雲の形が「カニの左手」の形になっているのが特徴である。しかもこれらの雲のところは図の左半分の写真で見ると、風上側及び、この雲列の南西方向にみられるオープンセルの雲から変形していることが容易に分かる。

図5.はこのとき飛揚したラジオゾンデの飛跡に沿って同時にとらえたレーダーエコーの垂直断面図である。エコー層が1kmと2kmの高さに分かれた二層構造になっているのがわかる。またそれらの層は1/8の勾配で傾斜している。ゾンデの飛跡から下層の1kmまでは季節風とは逆向きで陸上から海上へ吹き出しているが、1kmより上層では北西の風で再び陸へもどっているのがわかる。

図6.は札幌管区気象台のレーダーエコーのスケッチ

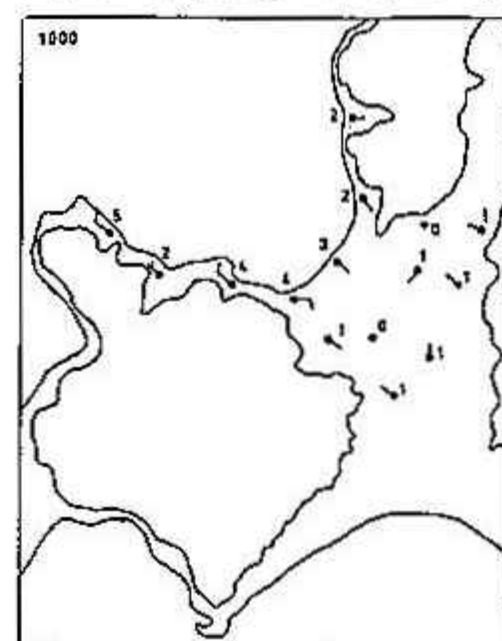


図7. アメダスによる地上風

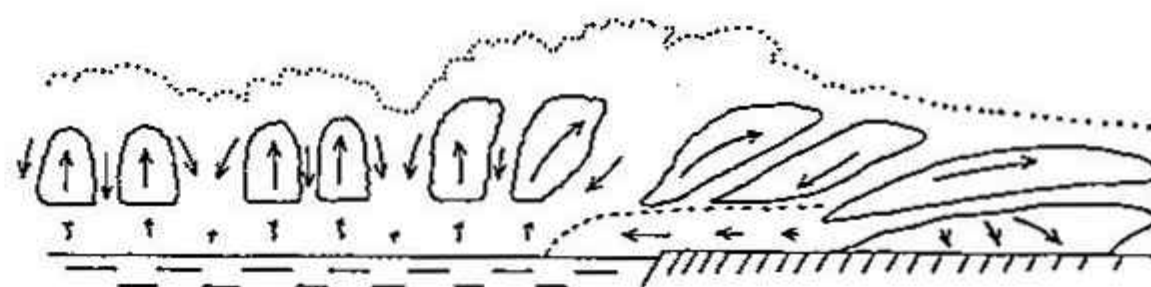


図8. 1983年2月26日09時~13時にみられた札幌の大雪の降雪機構のモデル

III 昭和60年度第1回支部研究発表要旨

日時 : 昭和60年6月10日(月) 14時10分～17時

場所 : 北海道大学理学部

地球物理学教室401講義室

- | | | |
|--|------------------|---|
| 1. 室蘭及びニセコにおける自然放射性物質の
変動状態 (II) | 室蘭工大・工学部 | ○ 佐藤裕…… 46
望月定
丹治辰男
沖野典夫 |
| 2. 中国熱帯・亜熱帯地域の気象災害に関する研究
—海南島におけるゴム林の冬季低温災害について— | 北大・環境研 | 高橋英紀…… 48 |
| 3. 降雪時の地表付近の大気電位傾度・降水電荷の
鉛直構造の測定 | 北大・理学部 | ○ 遊馬芳雄…… 50
菊地勝弘
谷口恭
北大・工学部 藤井智史
北海道大学雲物理観測グループ |
| 4. 冬期対流圏における非軸対称高度場変動 | 札幌管区气象台 | 楠昌司…… 52 |
| 5. 大学講義室内に浮遊する放射性エアロゾル
(序報) | 室蘭工大・工学部 | ○ 望月定…… 54
丹治辰男
沖野典夫
佐藤裕 |
| 6. 梅雨前線近傍で発生した鉤状エコーについて | 北大・理学部 | ○ 加藤聖治…… 56
播磨屋敏生
菊地勝弘
谷口恭 |
| 7. 盆地における夜間冷却機構
—冷氣移流の効果— | 北大・理学部 | ○ 真木雅之…… 58
播磨屋敏生
菊地勝弘 |
| 8. 高速3次元ドップラーレーダーの紹介と
バンド雲の観測例 | 北大・低温研 | ○ 坪木和久…… 60
藤吉康志
山田知充
遠藤辰雄
若濱五郎 |
| 9. 石狩湾上の降雪雲のレーダーエコーからみた特
徴 (Radar Echo Climatology) | 北大・環境研
北大・理学部 | ○ 中平治…… 62
菊地勝弘
遊馬芳雄 |

1 室蘭およびニセコにおける自然放射性物質の変動状態について (II)

佐藤 裕、望月 定、丹治 辰男、沖野 典夫
(室蘭工業大学)

1. はじめに

我々は室蘭、ニセコの大気中に出現する自然放射性物質の濃度の変動パターンを把握するために1981年6月から観測を続けてきている。前回、1984年7月までに得た観測結果を報告したので今回はそれに引き続き1984年8月から1985年5月までに得た観測結果について報告をする。なお、今回はニセコにおいて地表面と積雪面から発散するラドン ($Rn-222$) の同時測定および積雪中のラドン濃度の測定を初めて試みたのであわせて報告する。

2. 測定方法

2-1 大気中のラドン濃度測定

測定には前回同様フィルターパック法を適用した。装置の計数効率 0.106 、フィルターの捕集効率 0.92 である。測定は3時間ごとに連続に行い、濃度解析はDecay-curveを用いて計算した。

2-2 地表面および積雪面からのラドンの発散同時測定

前回、発散測定に使用したものと同様の測定システムをもう1セット用意し、2台のサンプリング用捕集器を地表面と積雪面にそれぞれ設置し同時測定を行った。

2-3 積雪中のラドン濃度測定

半導体放射線検出器 (S.S.D) を応用した測定装置 (図1) を3台用意し地面、積雪高70センチ、145センチメートルの3か所にそれぞれ設置した。メタルメッシュと金蒸着膜の間に135ボルトの電圧を印加し、メタルメッシュに囲まれた空間内にある放射性エアロゾルを金蒸着膜上に集める。そして、そこから出される放射線をS.S.Dで検出し、マルチチャンネルアナライザー (M.C.A) で分析した。ラドン濃度は得られたエネルギースペクトルから求められる。(S.Mochizuki 1979)

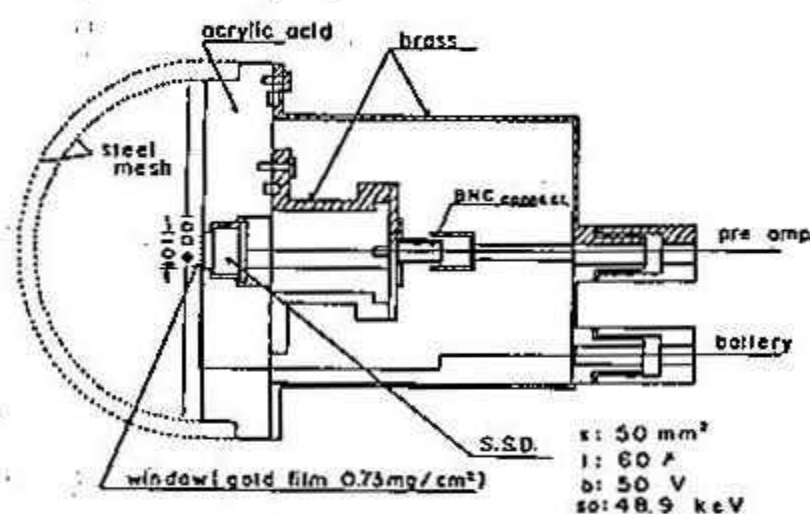


Fig.1 Part of detector

3. 結果と考察

3-1 室蘭におけるラドン濃度の日変動、年変動

図2 (a)、(b)に1984年1月から1985年5月までの各月の日変動を示す。

今回新たに観測した結果についても前回同様、東京や名古屋で観測されたような変動パターンは得られなかった。

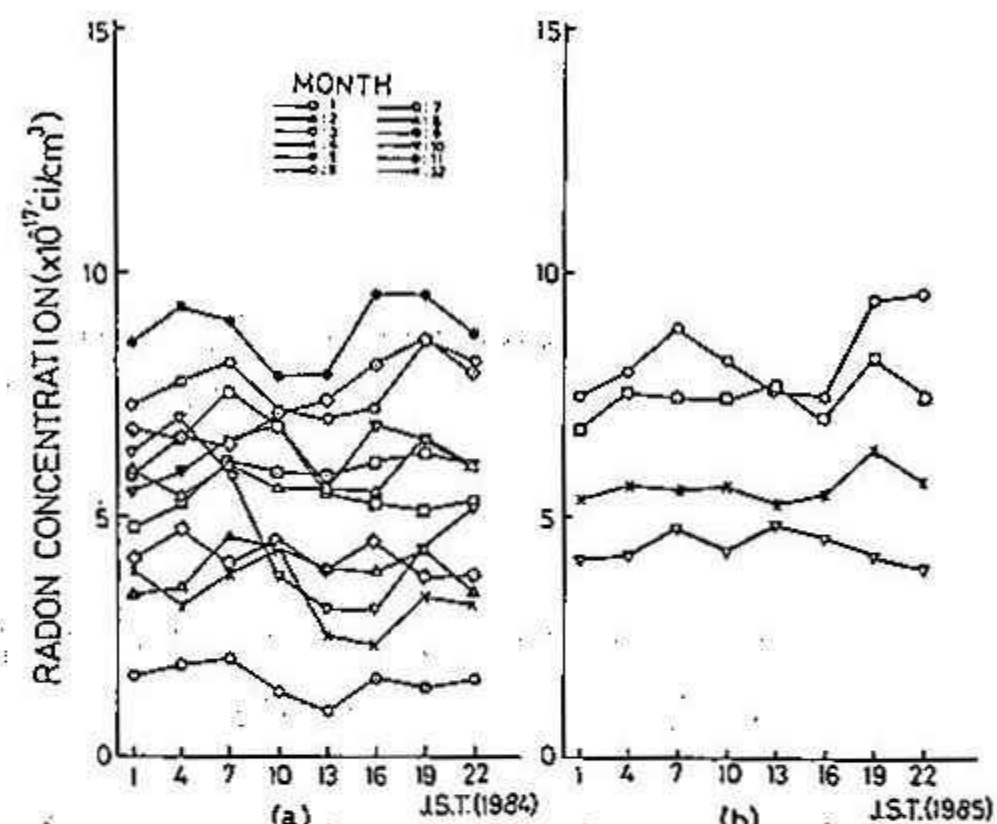


Fig.2 DIURNAL VARIATION OF RADON CONCENTRATION (AT MURORAN)

図3に月別年変動を示す。今回新たに加えたデータは黒丸で表わしている。前回、ラドン濃度は春から夏、秋、冬へとしたいに増加していく傾向があると報告したが今回も例年よりわずかではあるが同様の傾向が得られた。

室蘭でのラドン濃度の変動範囲はおおよそ $1 \sim 22 \times 10^{-17}$ (ci/cm^3) のあいだにあることがこの図からわかる。

3-2 ニセコにおけるラドン濃度の日変動

ニセコにおける冬の観測では、日変動は昼に最大になり夜から朝方にかけて最小になるパターンを示すという報告をしたが1985年1月の観測結果でも同様のパターンが得られた。しかし、この日変動パターンも3月、4月の雪解け時期になるとくずれてくるといふ結果が1984年3月、1985年3・4月の観測から得られた。(図4)

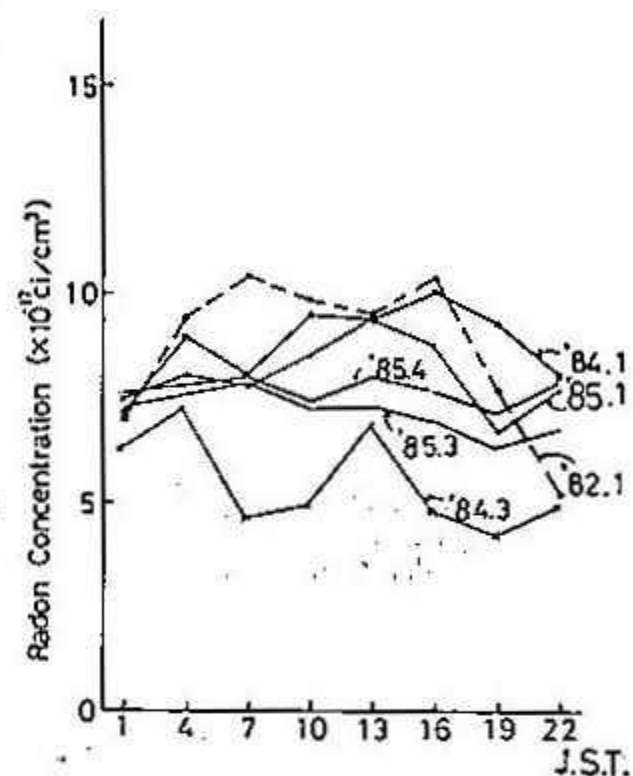


Fig.4 DIURNAL VARIATION OF RADON CONCENTRATION (AT NISEKO)

3-3 ニセコにおける地表面および積雪面からのラドンの発散

今回は地表面と積雪面からのラドンの発散状態をより明確にするために同時測定を行った。

図5に1985年3月27日から約3日間のあいだに得られた結果とそのときの気温変動の様子を示す。

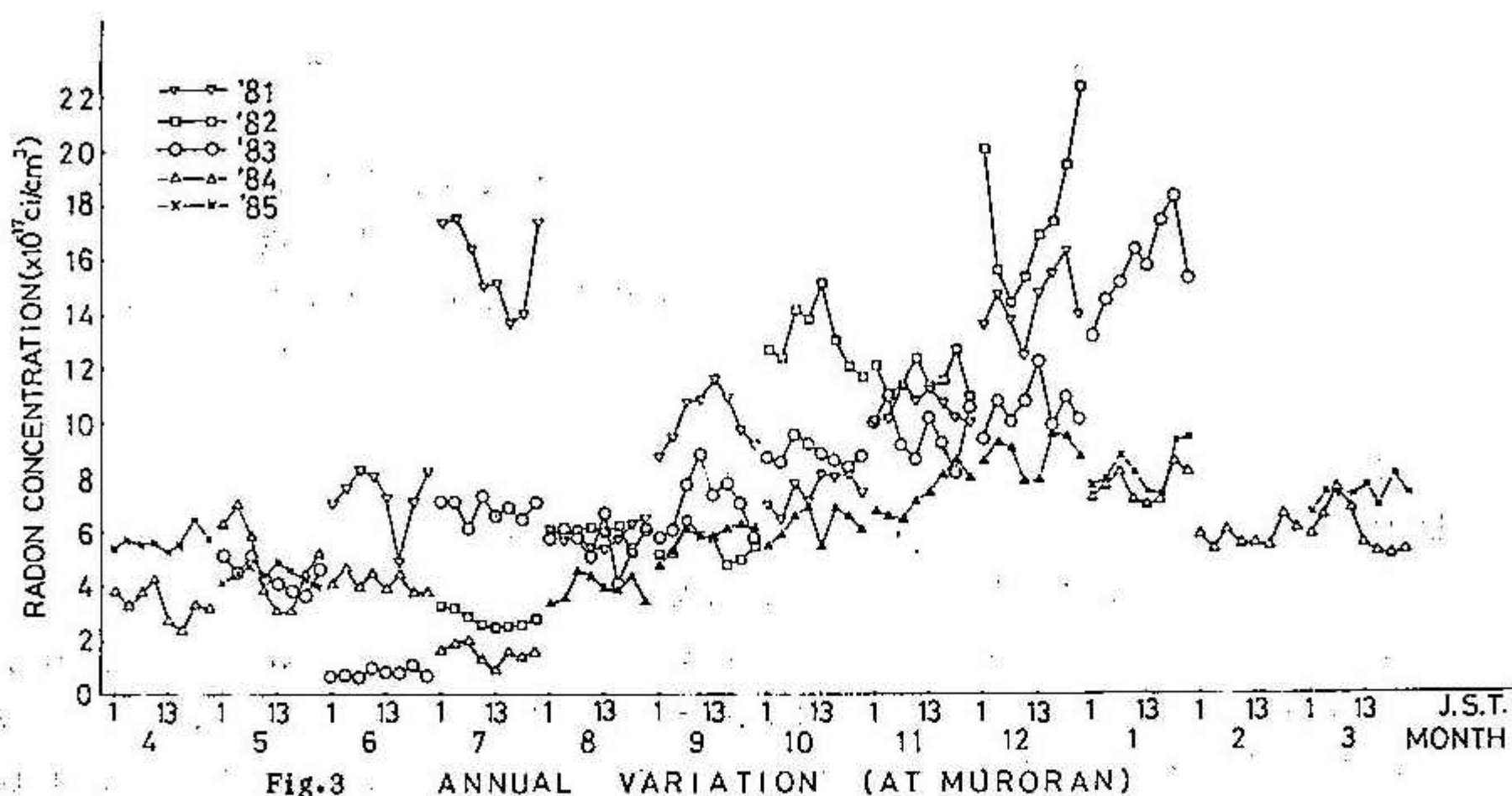


Fig.3 ANNUAL VARIATION (AT MURORAN)

たて軸は対数目盛りで発散率の値として表示した。この図から地表面と積雪面の発散率では約3桁の差が見られる。参考までに、1975年Wilkeningがハワイ沖で測定した海水面からのラドンの発散率は $3.6 \sim 4.4 \times 10^{-19}$ (ci/cm²・sec)という結果になっている。この値と比較してみると、この期間観測された積雪面からのラドンの発散率は海水面からの発散率の値と等しいか少し高いようである。気温変動とはどちらの発散率の変動も相関関係があるようである。今回の観測期間中、気温は0度を境に ± 4 度くらいの間での変動だが、前回報告したように0度以下における気温変動に対しても発散率の変動とは良い相関関係が見られた。したがってラドンの発散状態は気温の高低とはあまり関係はなく、気温の変動にかなり影響を受けるようである。

今後、気温変動に伴う積雪の状態変化やラドンが積雪に吸収されるメカニズムなどをさらに詳しく調べていきたい。

3-4 積雪中のラドン濃度の測定

この測定は今回初めて試みたが、M.C.Aで得られたカウント数がかかなり少なくラドン濃度に換算するまでには至らなかった。単純にカウント数だけでそれぞれの高さでの値を比較してみると地表面、積雪高70、145センチメートルではおよそ100:8:4の比になり、地表面から発散するラドンが雪によってかなり吸収されてしまうことがこの測定結果からもうかがわれる。

4. まとめ

1984年8月から1985年5月までの観測結果では、大気中のラドン濃度の日変動は以前同様一定した変動パターンは見られなかったが、年変動は春先から冬にかけて濃度が上昇していく変動パターンを示した。

冬のニセコにおける日変動は1985年1月の観測結果でも昼に最大になり夜から朝方にかけて最小になるパターンが得られた。しかし、3月、4月の雪解け時期になるとこのパターンはくずれていくことが見いだされた。

ニセコにおける地表面と積雪面からのラドンの発散同時測定では予想通り積雪面からの発散が地表面からの発散に比べかなり低い値を示した。また、今回も気温変動と発散の変動との間には良い相関関係が見られた。

半導体放射線検出器を利用した積雪中のラドン濃度の測定では、濃度の値づけはできなかったがやはり地表面から発散したラドンのかなりの量が雪に吸収されてしまうことが確かめられた。これについては今後もさらに詳しく測定を行っていく予定である。

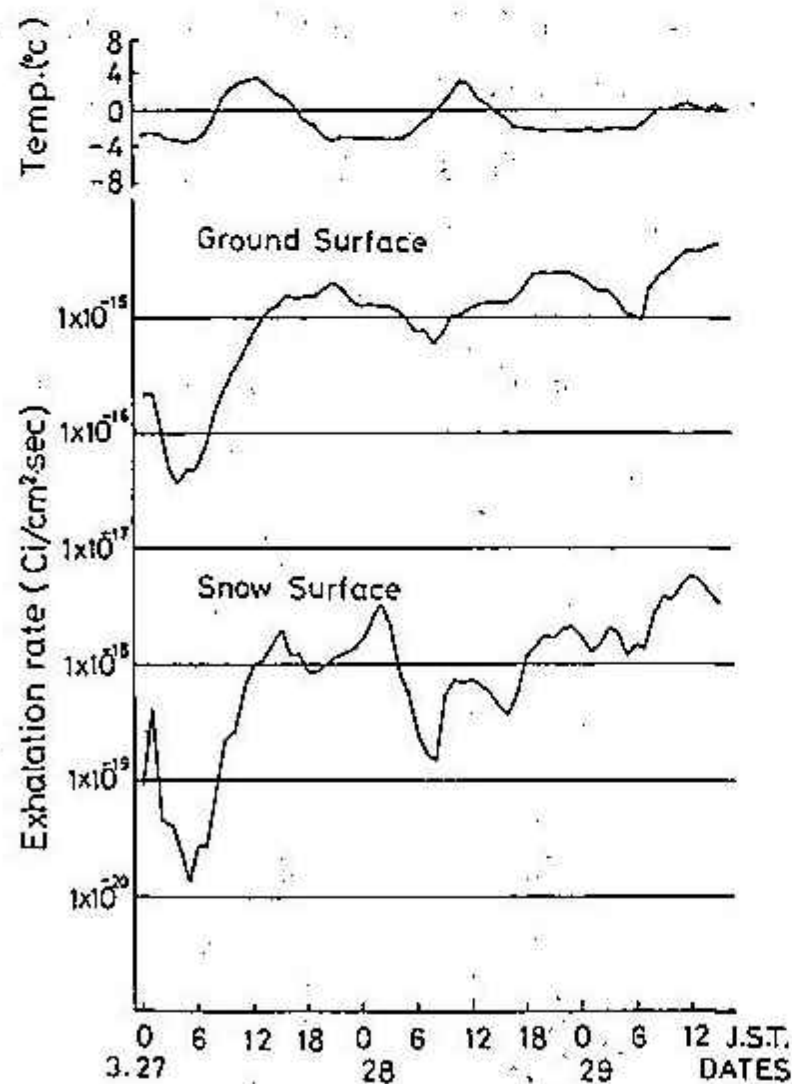


Fig.5 Some examples of exhalation measurements

2 中国熱帯、亜熱帯地域の気象災害に関する研究

— 海南島におけるゴム林の冬季低温災害について —

高橋英紀（北大環境科学研究科）

牧田 肇（弘前大学教養部）

中川清隆（上越教育大学自然科学系）

林 陽生（筑波大学地球科学系）

1. はじめに

海南島は北緯18～20度、東経108～111度の熱帯に位置し、面積は33,907.7km²で中国では台湾に次ぐおおきな島である。耕地面積は449,300haでそのうち277,000haでゴムノキなどの熱帯作物が栽培されている。しかし、この地域は世界的にみても冬季の極寒気団がもっとも南下するところであり、熱帯作物は度々寒さによる被害をうけている。報告者らは文部省の科学研究費により、1984年1月～2月（予備調査）と1984年12月～1985年3月（本調査）の2回にわたり海南島とその周辺地域において「中国熱帯・亜熱帯土地利用と植生の生態学的諸因子の研究」を行なった。得られた膨大な資料は現在解析中であるが海南島における低温災害の経緯とその特徴について一知見が得られたのでその概要を報告する。

2. 調査方法

熱帯植物であるゴム林を対象に高さ20mの竹塔をたて気温、地温、湿度、風速の垂直分布、日射や純放射などを測定した。測定期間は1985年1月9日から2月21日までの44日間であった。このゴム林は海南島中央北部宝島新村にある華南熱帯作物研究属のもので、樹高は約8mの比較的若いゴムノキである。このゴム林の周辺には高さ約20mのユーカリを主体とする防風林網がはりめぐらされている。なお、比較のために裸地においても同様な塔をたてて観測を行なった。観測地点周辺の地形の概要は図-2に示すとうりである。

3. 結果と解析

図-3は海口、京海、東方の3地点における1960年から1980年までの20年間の冬季（12月～2月）の最低月平均気温と最低気温の経過を示したものである。海南島では1950年以来1955、1963、1967、1968、1974、1976年の6回のか寒害をこおむっているが、そのなかで1955、1963、1976年の3回の被害が甚大であった。極寒気団の南下現象を中国では「寒潮」と呼んでいる。寒潮の定義は地方によって異なっているが広東省では、1) 24時間降温が10度C以上、2) 最低気温が5度C以下とされている。

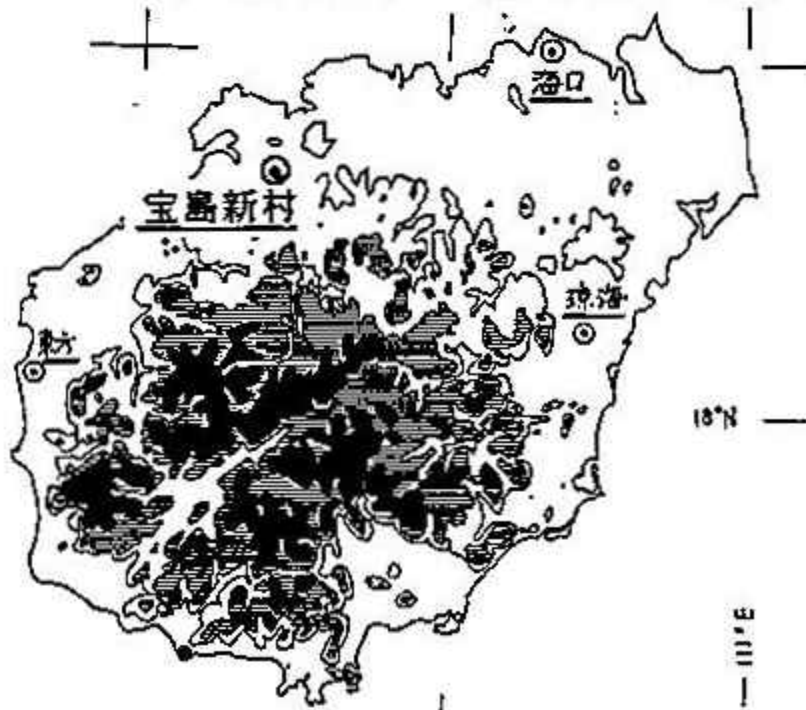


図-1. 海南島の地形と観測点の位置



図-2. ゴム林内外の気象観測点の位置と周辺の地形

ゴムノキが受ける寒害は”放射型寒害”と”平流型寒害”の2つに分けることができるが、放射型寒害のときは最低気温の影響を受け、5度C以下のとき軽微な被害、0度C以下のとき重大な被害を受け、平流型寒害のときは日平均気温の影響を受け、日平均気温10度C以下、日最低気温5度C前後、風速3m/sの状態が3日以上つずくと発生するといわれている。

今回の観測ではいわゆる”寒潮”といわれるような極寒気団の南下現象はみられなかったが、図-4に示したごとく小規模ながら6回ほどの寒さの襲来が観測された。そのときの天気は曇天あるいは霧雨のふるいわゆる平流型の寒さで気温の日変化もすくなく日平均気温と日最低気温の差は2~3度C程度であった。図-3に示めた寒害発生時期の海口における日平均と最低気温の差は表-1に示めたように5度C以上の値をしめた。現在入手できる海南島における長期気象資料はほとんどが月別値であるため断定はできないが以上のことから、いわゆる寒害とよばれるような顕著な低温障害は放射型寒害が主体であり、平流型寒害はめだたないけれども、たとえば落葉というようなかたちでゴムノキに影響をあたえているものと推定される。

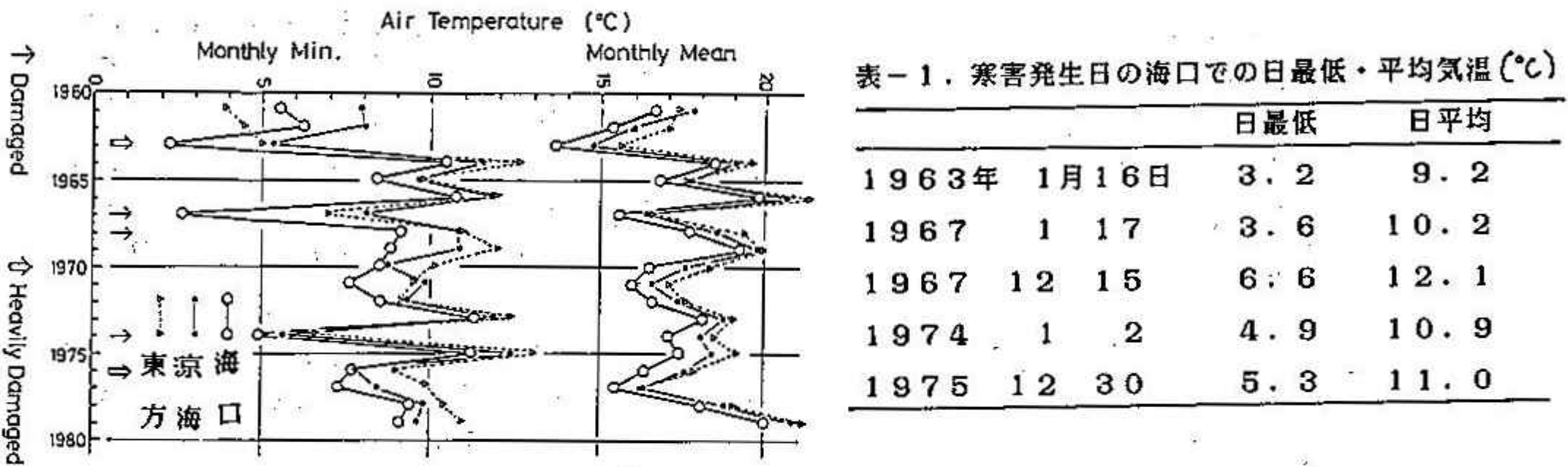


図-3. 海南島における月平均・最低気温の年々変動

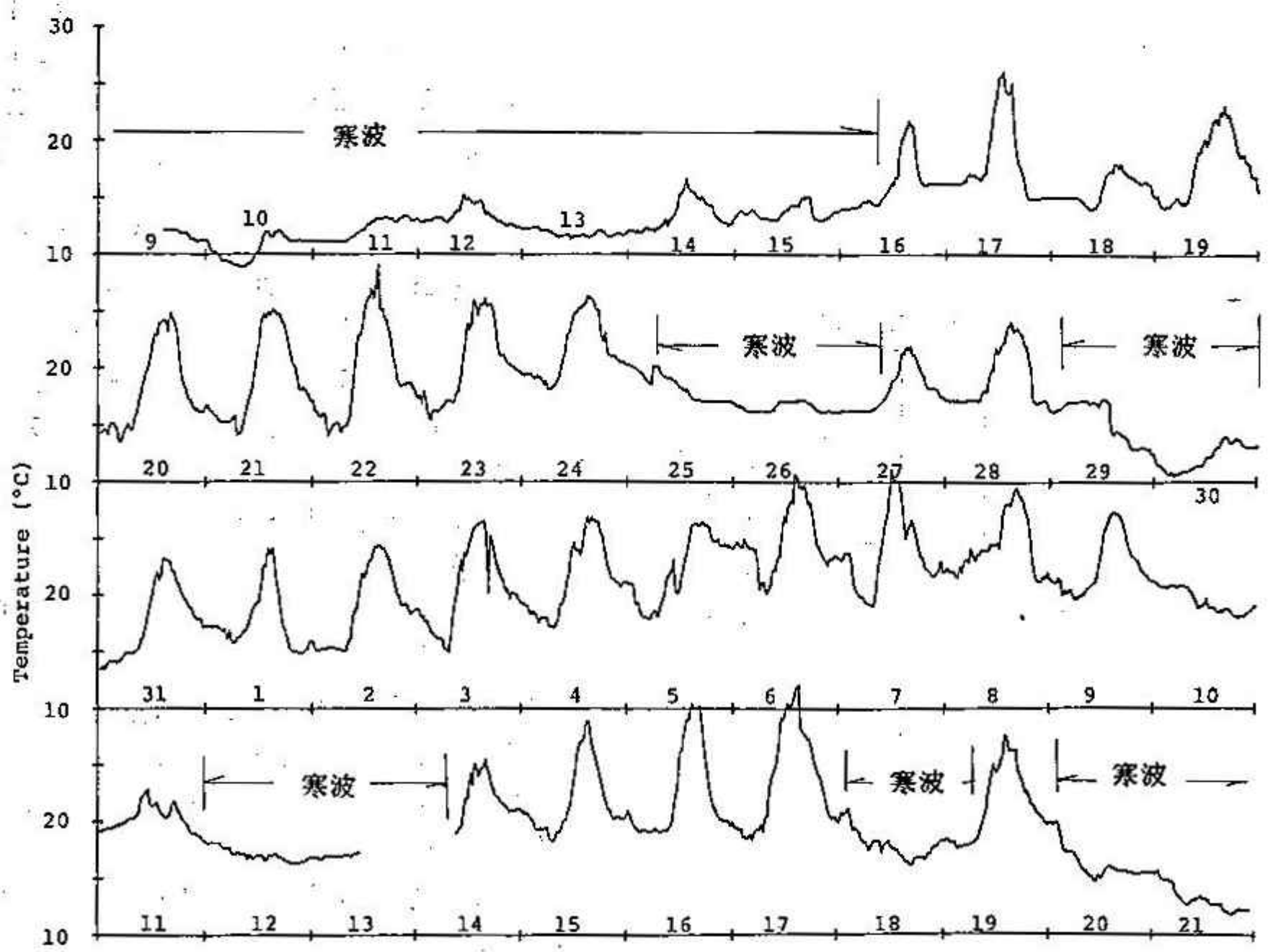


図-4. 対照地点における高さ1.5mの気温の経過(1985.1.9-2.21)

3 降雪時の地表付近の大気電位傾度・降水電荷の鉛直構造の測定

遊馬芳雄・菊地勝弘・谷口恭（北大・理）

藤井智史*（北大・工）

北大雪物理観測グループ**

はじめに

以前から、降雪時の mirror image relation は降雨時に比べると成立しやすいことが指摘され、数10秒位の時間オーダーでも成立することが報告されている。雪の落下速度を考えあわせると、地表付近で降水電荷・電位傾度が変化していることが考えられる。この様子を実際に係留気球を用いて直接観測できるような、多点多同時観測を行なう観測システムを試作し観測を行なった。

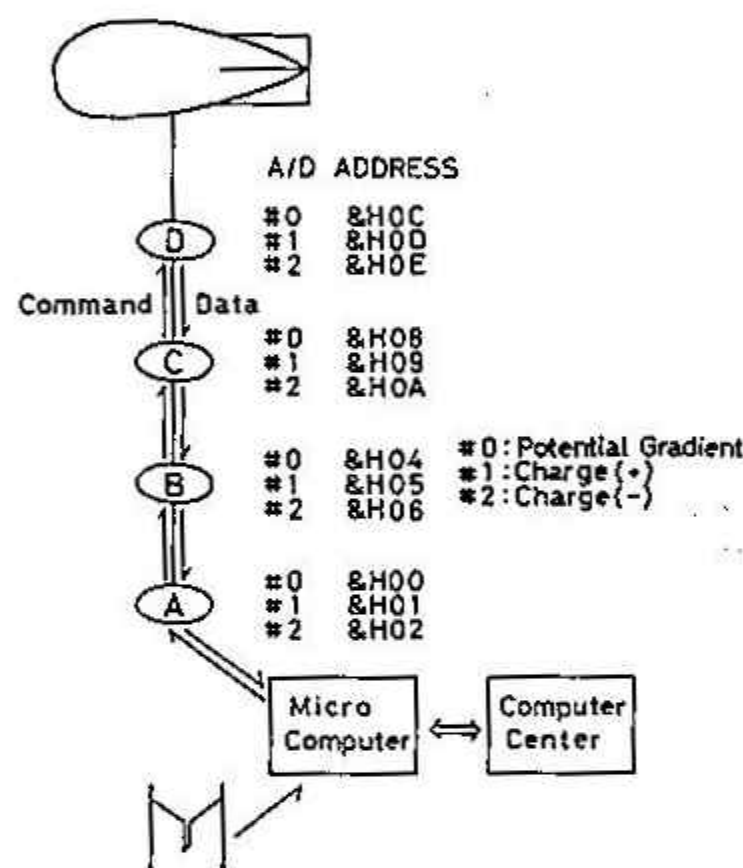


図1

観測システム

図1のように、大気電位傾度と降水粒子(雪)の電荷を50~100m間隔で最大4点まで同時観測できるような係留気球搭載型の観測システムを開発した。大気電気要素を測定するためには、各観測点間の電氣的絶縁を高くしておくなければならないので、係留索にナイロンロープを用い、データ通信には、プラスチック光ファイバーを用いたデジタル通信を行なった。また、気球自身の帯電による影響を避けるために、最上位の観測点(図中D)と気球の間を100m離した。光ファイバーを用いたデータ通信の利点は、電氣的絶縁が高いこと以外に、多点多同時観測が無線に比べて手軽にできること、軽量であること、安価であること、等があげられる。

図2に、係留気球に搭載する観測点の電気回路のブロック・ダイアグラムを示した。各点に、3個の12ビット2重積分型のA/Dコンバーターを備え、それぞれに図1のようにアドレスが割り当てられている。3個のA/Dコンバーターのうち、1つは、フィールド・ミルに接続されていて、電位傾度を測定し、他の2つは、ピークホールド回路を通して電荷計に接続されていて、一定期間(5秒間)中の降水電荷の正負それぞれの最大値を測定する。地上のマイクロコンピュータからの指令はアドレスデコーダーに伝えられA/Dコンバーターが選択されデータの収集が行なわれる。

地上のマイクロコンピュータのI/O

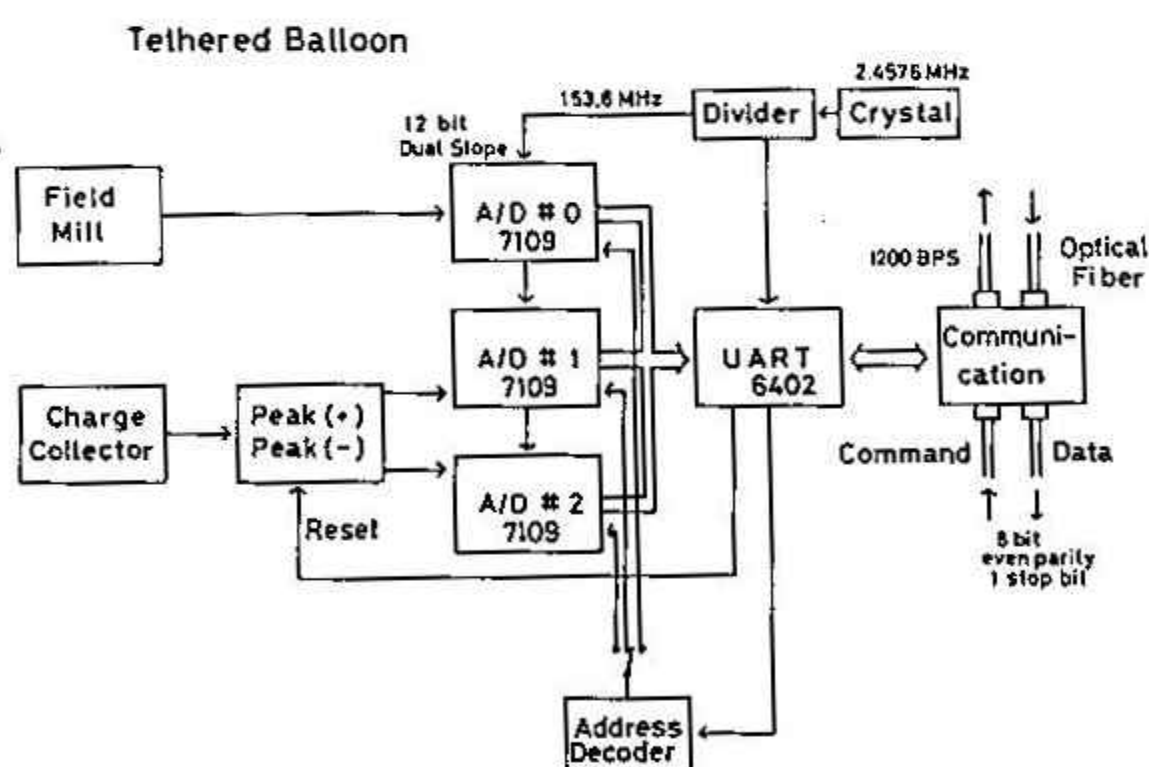


図2

I/O

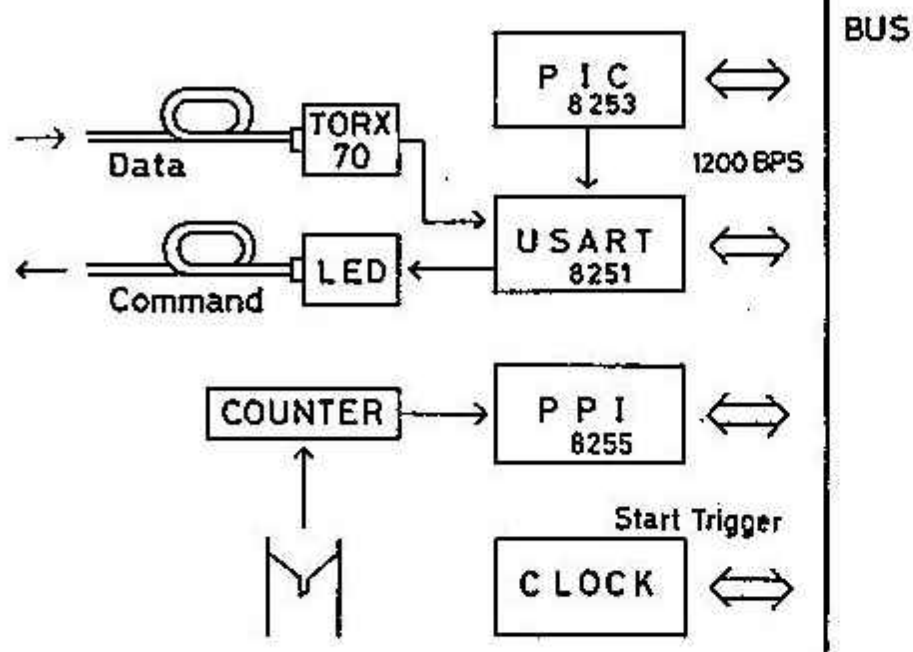


図 3

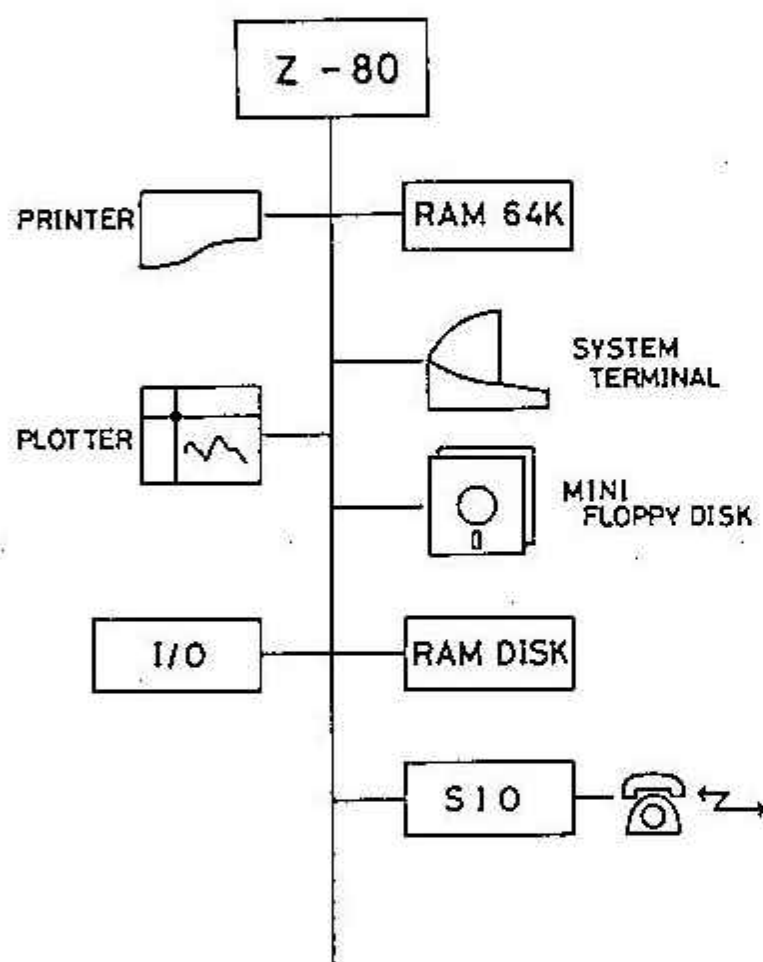


図 4

Flow Chart

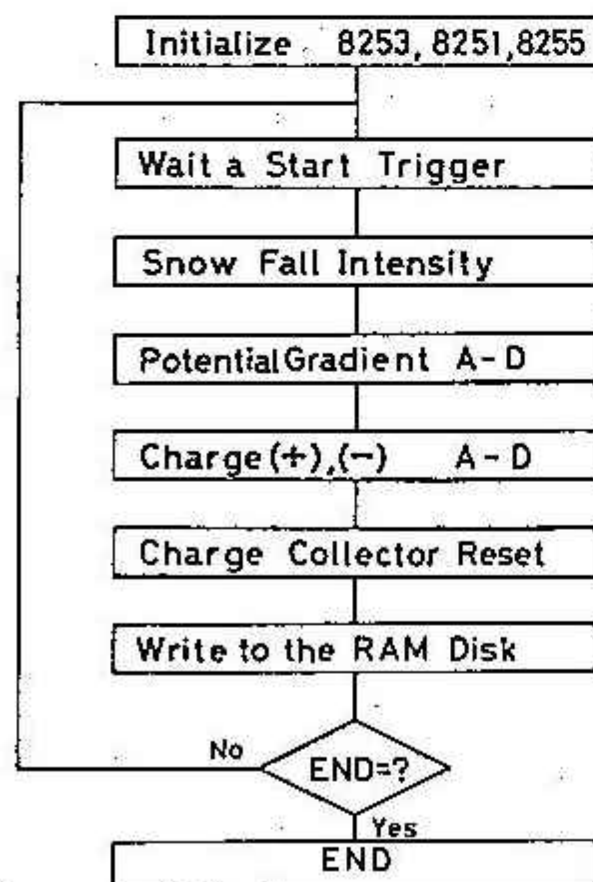


図 5

部の構成を図3に示した。観測システムはリアルタイムI/O (USART) を通して接続されている。それ以外に、降雪量計、時計が接続されている。

地上のマイクコンピュータ全体の構成を図4に示した。観測データは、リアルタイムでディスクに書き込むため、一旦、RAM ディスク上に記録させ、観測終了後、フロッピーディスクに写し保存する。また、必要に応じて、大型計算機センター、あるいは、他のコンピュータとデータの交換もできる。

観測の際のプログラムのフローチャートを図5に示した。観測データの収集は、5秒間ごとに行なった。

観測結果

観測結果については現在解析中であるの簡単を紹介する。

観測は、1985年3月11, 13, 28日の3日間行われた。その結果の一覧を表1に示した。5秒間の降水粒子の最大電荷が測器のノイズレベルである0.02 pCを越えた時、mirror image relation が成立していた回数を N_s 、成立しなかった回数を N_f とし、その比率 ($\frac{N_s}{N_s + N_f} \times 100$) を高度別に示した。地上ではかなり高い割合で mirror image relation が成立しているにもかかわらず、100m, 200m 上空では必ずしも成立していない傾向がみられた。

* (現) 郵政省電波研究所

** 佐藤昇・真木雅之・加藤聖治・小林利章
小林文明 (北大理)

平松親・東根聡・松塚一敏・中平治・牧江俊雄 (北大環)

	N_s	N_f	$\frac{N_s}{N_s + N_f} \times 100 (\%)$	P. G.
MAR. 10 23h40m00s - MAR. 11 01h47m05s				
0 m	145	4	97.3 %	POSITIVE
100 m	18	9	66.7 %	POSITIVE
200 m	21	49	30.0 %	POSITIVE
MAR. 11 02h24m50s - 02h48m05s				
0 m	75	1	98.7 %	POSITIVE
100 m	3	9	25.0 %	POSITIVE
200 m	9	2	81.8 %	POSITIVE NEGATIVE
MAR. 13 02h25m00s - 03h48m10s				
0 m	468	114	80.4 %	WAVE PATTERN
100 m	129	200	39.2 %	WAVE PATTERN
MAR. 28 02h40m00s - 04h12m05s				
0 m	14	1	93.3 %	POSITIVE
100 m	14	10	58.3 %	POSITIVE NEGATIVE
MAR. 28 04h19m00s - 06h12m05s				
0 m	11	0	100.0 %	POSITIVE
100 m	73	0	100.0 %	NEGATIVE

表1

$|Q| > 0.02 \text{ pC}$

4 冬期対流圏における非軸対称高度場変動

楠 昌司 (札幌管区気象台)

1. 序

遠く離れた2地点の気温、気圧、降水量などの気象要素の時系列が高い相関を示す現象はテレコネクションと呼ばれ、1930年代から数多くの研究がある。しかし、その多くは地域的に限られていたり、個別的であったりして全球的な全体像は不明であった。

1981年、Wallace & Gutzler (以下、WGと記す)は対流圏の地上気圧と500 mb 高度場の月平均値を用い、1点相関係数を北半球のあらゆる点に対し求め、テレコネクションの統一的理解を示した。彼らは気候値からの偏差を持つ空間構造を示すことを発見し、5つのパターンに分類した。Eurasian (EU), Pacific North American (PNA), East Atlantic (EA), West Atlantic (WA), West Pacific (WP) の5つである。EUとPNAは東西方向に伸びた定在波の構造を持ち、他の3つは振動の中心が南北に対して存在する構造を持つ。最近の研究によっても、EUとPNAは他のパターンに比べ時間スケールや物理的機構が異なることが指摘されている。

2. 目的

ほぼ東西方向に伸びたEUとPNAのような波動成分に注目する為に高度場 Z そのものではなく Z の東西平均 $\bar{Z}$ を除いた非軸対称高度場 Z_a 、即ち

$$Z_a = Z - \bar{Z}$$

を用いることにより、WGによるテレコネクションパターンとどのような違いがあるかを調べる。

3. データ

北半球の冬期対流圏高度場500 mbを主に用いた。期間は1969-70年から78-79年の冬10年で、ひと冬は12月1日から2月28日まで90日から成る。緯度は、20°N以北で、5°×5°の緯度・経度格子上にデータが与えられている。解析には、 Z_a の気候値 $\bar{Z}_a$ からの偏差 Z'_a 、即ち

$$Z'_a = Z_a - \bar{Z}_a$$

を用いた。

4. 1点相関係数図とテレコネクティビティ

手法としては相関係数を計算することにするが、基点をあらゆる格子点に取って相関の強さを客観的に評価する。

Z'_a の月平均10冬分、計30個の時系列に対し、日本付近(45°N, 135°E)を基点として、他のあらゆる格子点との相関を計算したものが図1である。相関係数は100倍してあり、負の領域にハッチをほどこしてある。この図を1点相関係数図と呼ぶ。基点では当然100だが、1ルウエーに75.5の高い正相関、北東大西洋、シベリア、西太平洋には、高い負相関の極値がある。これらの相関の極値は符号を変えながら並んでおり、定在波の波動を示唆する。なお、図1は基点を通るすべての直線が入門になるような投影法で書いてあり、波列がほぼ入門に沿って並んでいることがわかる。球面上の順圧大気は、局所的な地形や熱源に対し、もし東西風が剛体回転的なプロファイルを持っていれば、入門に並んだ定常ロスビー波として応答することが知られている。図1のパターンは、球面上の定常ロスビー波と対応するのかもしれない。

図1のような1点相関係数図にみられる最小の相関係数をこの図のテレコネクティビティと呼ぶ。この場合、シベリアに-81.7の最小値が得られているので、基点(45°N, 135°E)を持つテレコネクティビティは、絶対値を取って81.7であるというように言い方をする。基点をあらゆる格子点上に取り、図1と同じような1点相関係数図を作り、テレコネクティビティの分布図を作ることが出来る。図は省略するが、テレ

コネクティビティによって相関の強度が客観的に評価できるわけである。

5. 2つの波列

WGの5つのパターンに代わって、2種類の定在波列の波列が見つかった。その1つは図1に示すように、ユーラシア大陸上にある。大西洋から、ノルウェー、シベリアを経て、日本、さらに南方の西太平洋にまで達するものである。

もう1つは図2に示すように、北米大陸と大西洋、欧州にかけて存在するもので、アリューシャンからロッキー山脈を経てフロリダに至る波列とフロリダからニューファンドランド沖、北海を経てさらに中近東にまで達する波列とから成る。

図1の波列をユーラシアの波列、図2のものを北米の波列と呼ぶことにした。

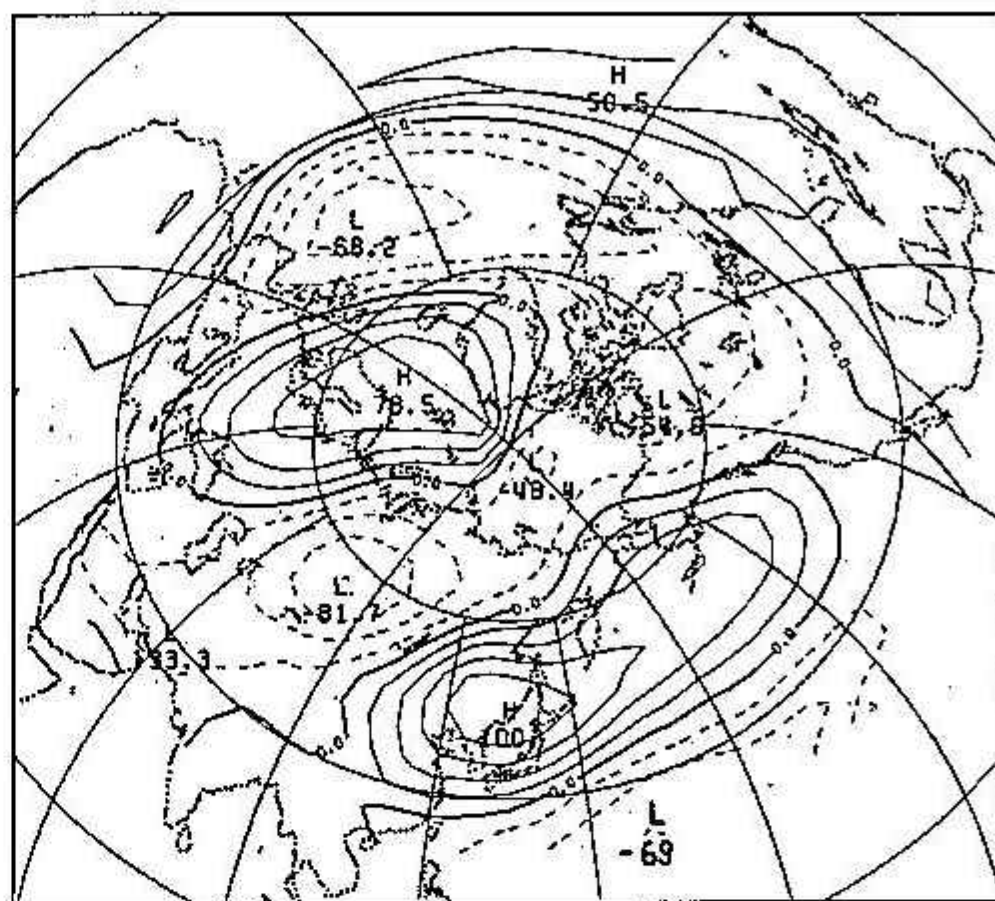
ユーラシアの波列はWGのE1に比べ東西方向に長く伸び、しかもよりはっきり出ている。

北米の波列については、アリューシャン側の部分はWGのPNAと基本的に一致している。しかし、最も注目すべきことは、フロリダからさらに中近東に達する波列が見つかったことで、この部分は以前の研究では示摘されていない。さらにこのV字状のパターンは、ロスビー波の低緯度での反射を示唆し、新しい問題を提示した。なぜなら、最近の理論的、数値モデル的研究によると、低緯度の臨界緯度で、ロスビー波が反射される可能性があることが示唆されているからである。

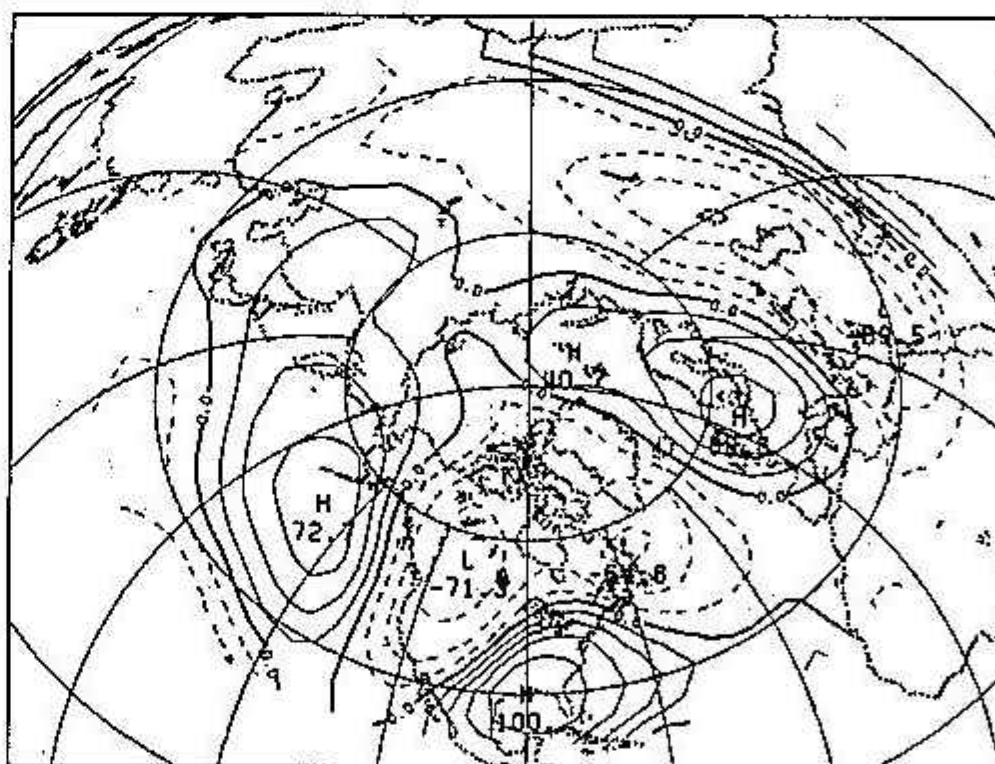
6. おわりに

時間スケールによってテレコネクションパターンが異なることが最近の研究で明らかになっており、その計算も行なったが紙面の都合で省略する。

グリーンランド付近の気圧の状態が日本付近の天候状態を予測する1つの鍵であることは、以前から気象庁の予報官の間で知られており、それはここで示したユーラシアの波列と何らかの関連があるはずである。



〈図1〉 日本 (45° , 135°E) を基点とした1点相関係数図。ユーラシアの波列。基点を通る直線がすべて大円になる投影法で書いている。



〈図2〉 フロリダ (30°N , 90°W) を基点とした1点相関係数図。北米の波列。図法は、図1と同じ。

5 大学講義室内に浮遊する放射性エアロゾル (序報)

望月 定 (室蘭工大・工)
丹治 辰男 (室蘭工大・工)
沖野 典夫 (室蘭工大・工)
佐藤 裕 (室蘭工大・工)

1. はじめに

大気中に存在する自然放射性物質ラドン (^{222}Rn) とその短寿命娘核種による呼吸器官の被ばくの危険性が指摘され、評価の必要性が国連科学委員会から勧告されてからかなりの年月が経過している。自然大気中のラドンとその娘核の挙動に関する研究は、ラドンが発見されて以来継続され、膨大なデータが蓄積されている。しかし、人間の主たる生活環境である建屋内の大気中に存在するラドンとその娘核に関する研究は前者に比較し極めて少ないのが現状である。近年、特にその重要性が増している体内被ばく線量評価および保健衛生の観点から、1日の約80%が建屋内生活であると見積られている(1982年、国連科学委員会) 建屋内大気中のラドンとその娘核及エアロゾルの動態に関する研究の進展が望まれるところである。

建屋内大気中に存在するラドンとその娘核の源は主として壁や床などの建材から発生するラドンであり、蓄積効果により一般にその濃度は屋外に比較し高く、2~3倍、時には4~5倍にも達するといわれている。しかし、この濃度は室内換気の有無により大きく左右され、屋外大気におけるよりは複雑な挙動を示す。

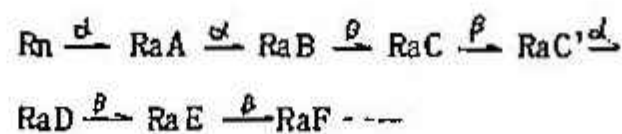
現在まで、建屋内大気中におけるラドンとその娘核の研究はアメリカ、カナダ、北欧諸国等の寒冷地帯、石造りの建屋の多い地帯を中心に進展しており、我が国では名大、北大等で行われているが、温帯、多湿気候に属する建屋構造に起因して、一般に換気の良いことから、建屋内大気中のラドン濃度は低いと考えられこれを対象とした研究は極めて少ない。しかし、我が国でも寒冷地帯に属する北海道では、冬季の期間の長いことから、一般家庭でも、又大型建屋でも保温のため換気が少ない傾向(一般家庭で自然に窓の開閉を行うのは6、7、8、の3ヶ月位で他の9ヶ月間は閉め切りになることが多い)にあり、ラドンが蓄積されやすくなることは容易に予想される。それでもなお北欧諸国に比し少ないであろうと考えられ、この種の調査研究はあまり行われなかったものと思われる。

我々は1980年以来室蘭とニセコにおいて、自然大気中のラドンとその娘核の挙動は握に関する研究を続けているが、今年4月、実験講義のため準備していた予備測定の際講義室内のラドン濃度が異常に高いことが検出され、急遽建屋内大気中のラドンとその娘核及びエアロゾルの動態を握すべく、大学の講義室を対象としての測定調査・研究をはじめた。

本報告では、その序として室内ラドンとその娘核の動態は握のための測定項目、測定法および2、3の測定例につき報告する。

2. 測定項目及び測定法

衆知のように、 ^{222}Rn は希ガスでありその娘核種は重金属で



のような崩壊系列をもっている。

RaAの一部はフリー-RaA (エアロゾルに付着していないRaA) として存在するが大部分はエアロゾルに付着して浮遊する。RaAからRaC'までを短寿命娘核といっている。これらはほとんど全てエアロゾルに付着し放射性エアロゾルとなって浮遊している。測定項目と用いる測定法及び測定器は以下のようである。

1. ラドン濃度

フィルター法 $\left\{ \begin{array}{l} \beta \text{線計測} \\ \alpha \text{線計測} \end{array} \right.$

電離箱法

2. ラドン発散

電離箱法

(59年秋季報告参照)

3. ホイオン濃度

ゲルティエン法 (今回は大気電気導電率として測定)

4. 凝結核濃度

ボラックカウンタ

5. Mie粒子濃度と同粒径分布

パーティクルカウンタ

6. 大気イオンスペクトラム

二次微分法

7. 気象要素

8. 講義室 A 47 m^2 B. 167 m^2

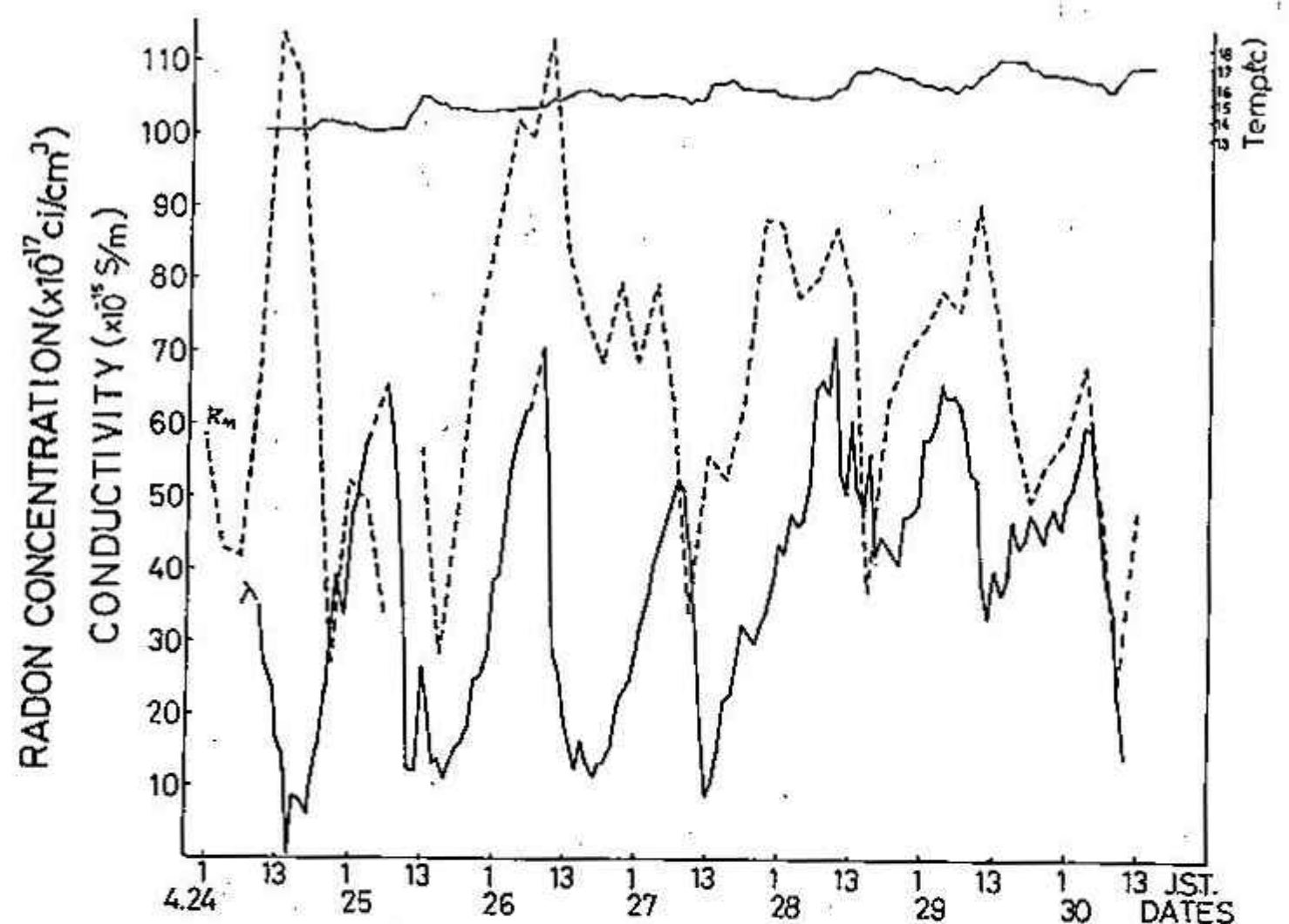


図 1. 2項A室におけるラドンと大気電気導電率の変動状態

3. 測定例

4月24日から5月11日まで実施した測定について、図1にはA室での4月24日～30日におけるラドン濃度と大気電気導電率の変動状態を示した。ラドン濃度が大きく変動しているが、これは、室内への人の出入と関連している。注目すべきことは濃度が $110 \times 10^{-17} \text{ Ci/cm}^3$ にも達していることであり、概略平均でも $80 \times 10^{-17} \text{ Ci/cm}^3$ で、この時期外気では $2 \sim 7 \times 10^{-17} \text{ Ci/cm}^3$ であることから、室内に出現するラドンがいかに高濃度になるかがわかる。

図2に、図1の一部4月25～27日におけるラドン濃度、大気電気導電率、Mie粒子濃度、入室時間との関係を示した。ラドン濃度と大気電気導電率は相関関係に

あり、Mie粒子とは逆相関にある。このMie粒子は入室者によって室内に生成されたものであり、入室によってラドンとその娘核は減少することから、室内の換気も含め、入室者が室内のラドンの状態に大きく影響することが示唆される。

図3に壁からのラドン発散の測定結果の一例を示した。5月8日～11日のもので、予想に反し大きく変動しており、発散がほとんど零になってしまう時もある。又変動は人の入室等に関係があるようなのも特徴の一つである。さらに発散率のレベルは大地のそれに比較し概略約1/100程度である。

4. おわりに

この研究は前述のように、まだ緒についたばかりであり、現段階では不明な点が多々あり、動態を詳述するまでには至っていない。今後さらに測定器機を整備し、測定データを蓄積し、大型建屋である大学講義室内大気中に出現するラドンとその娘核およびエアロゾルの動態を明らかにしたい。

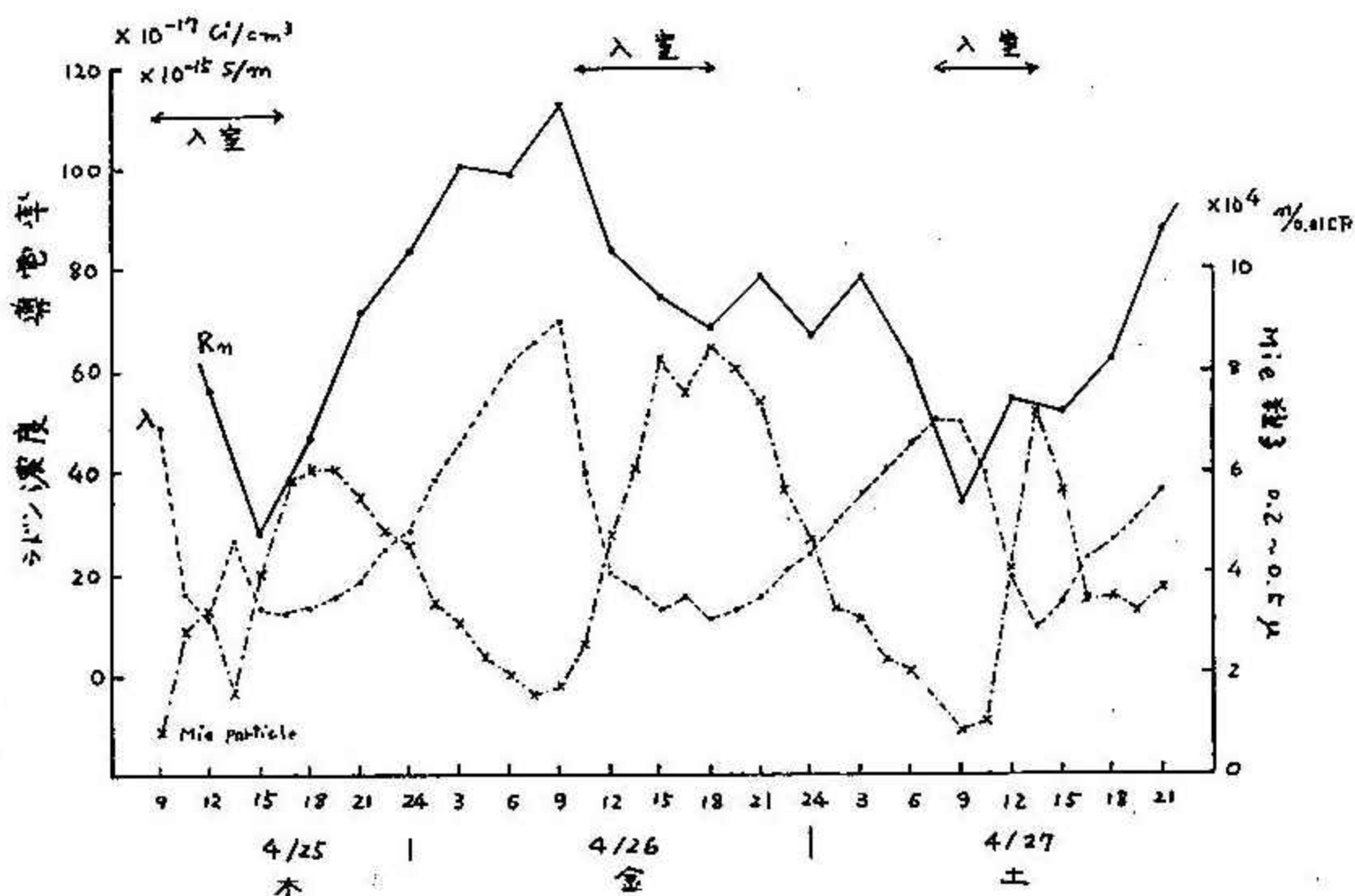


図2. A室におけるラドン、大気電気導電率、Mie粒子と入室時間

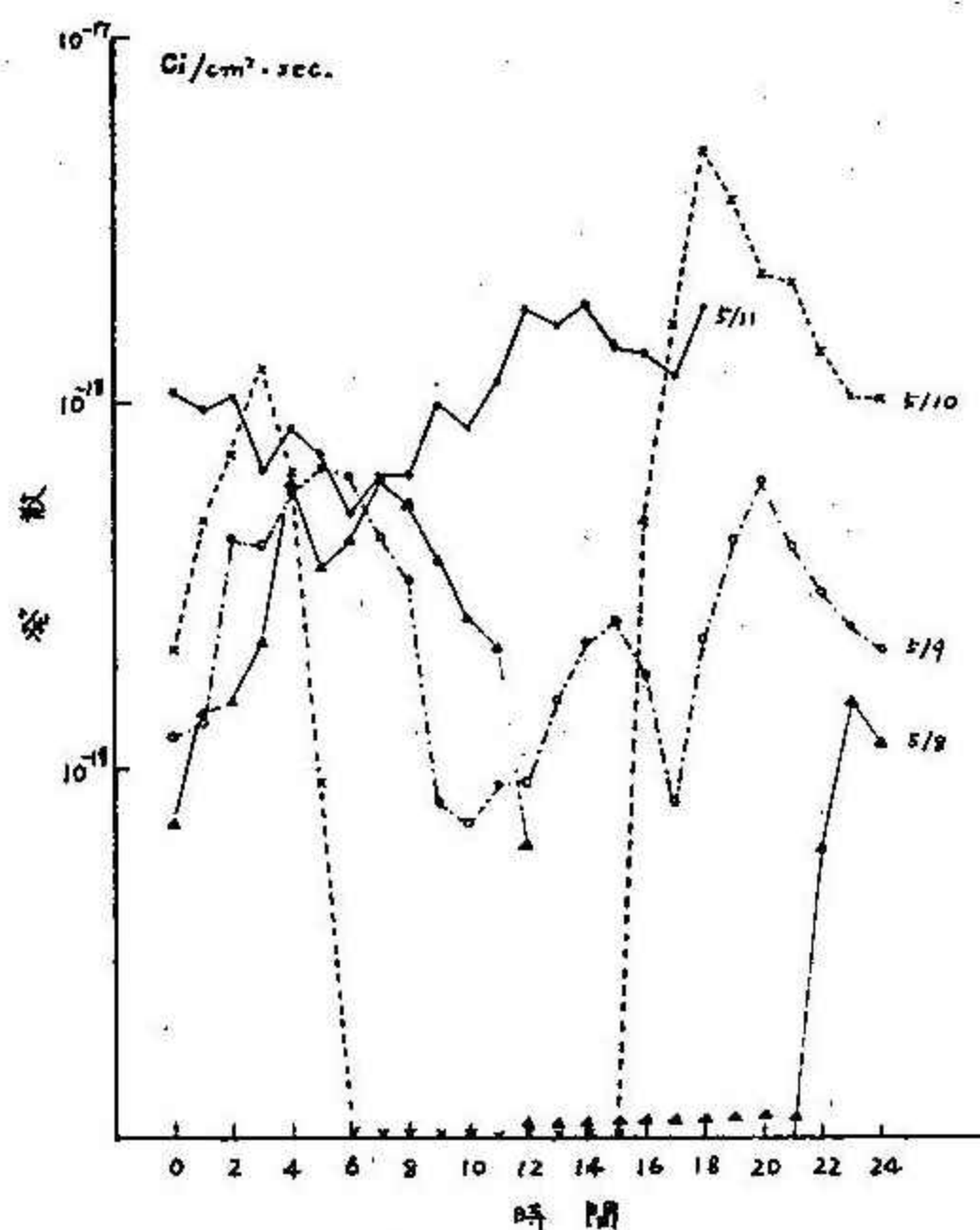


図3. A室壁からのラドンの発散状態

6 梅雨前線近傍で発生した鉤状エコーについて

加藤聖治・播磨尾敏生・菊地勝弘・谷口 恭 (北大理学部)

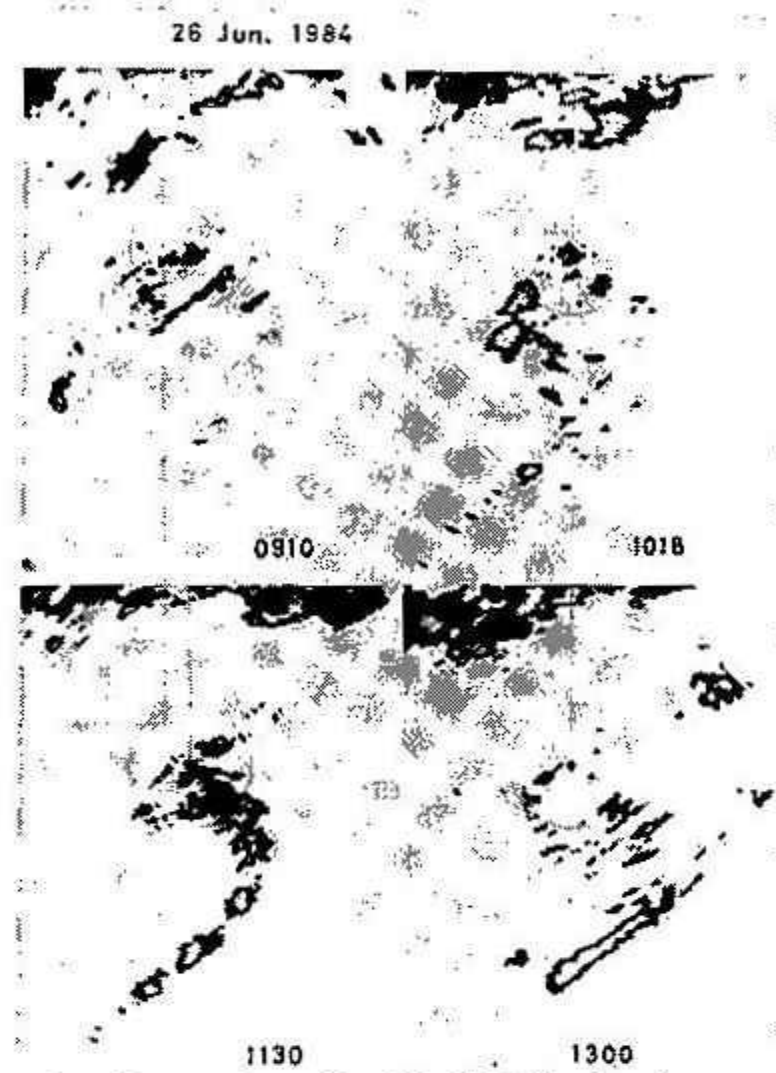
1984年6～7月に、九州北西部にレーダーを中心とするメリスケールの特別観測網を設け、降雨の協同観測を行った。その際、極めて特徴ある鉤状のエコーが見出されたので報告する。

第1図は、6月26日の背振山レーダーのエコー写真で、レンジ円は50kmである。九州西方海上で発生した2つのエコーは(09:10)、北東進しながら発達し(10:18)、九州に上陸してから顕著な鉤状エコーに組織化された(11:30)。このときのスケールは東西100km、南北250km程度である。その後エコーは次第に衰弱し(13:00)、14時頃消滅した。

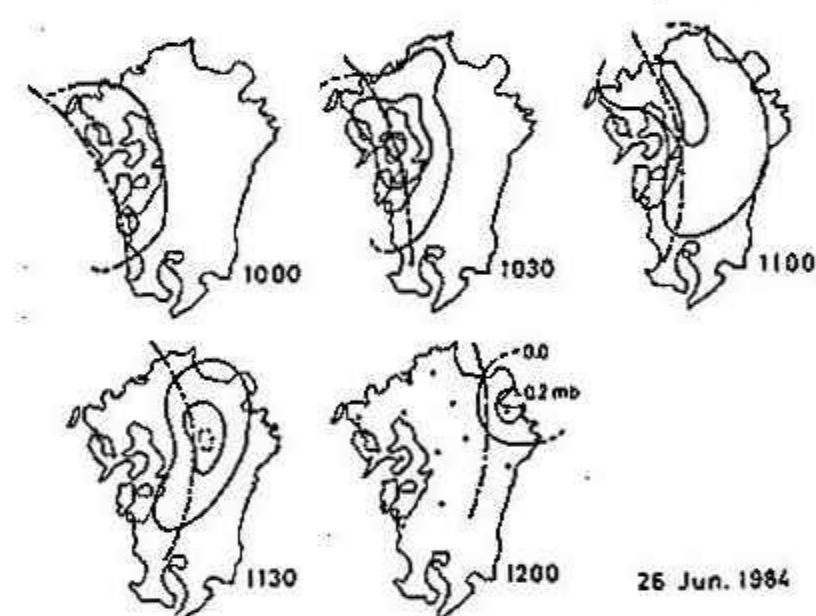
12時の地上天気図を見ると、梅雨前線は九州の北の海上にあり、(第1図には梅雨前線のエコーの南端が見えている。)このエコーは前線上の低気圧とは明らかに別のメリスケール擾乱と考えられる。第2図には、自記紙から読みとった30分毎の気圧の値を使って、メリスケールの現象をとりだすために5項移動平均からの偏差を求め、負の領域のみ示してある。また一点鎖線は、各観測点での気圧極小起時の等時線である。このように鉤状のエコーはメリスケール擾乱と対応づけることができ、またその移動方向は東北東、方位角にして70°と求められる。

次にこのエコーによる降雨についてみる。第3図は8時から16時までの8時間雨量分布で、降雨域は鉤状のエコーパターンとよく一致している。頭の部分と尾の部分での雨の降り方を比較するために、頭・尾に対する観測点の10分間雨量の時間変化と、11:20を中心に前1時間毎、後1時間毎のエコーの位置を示したのが第4図である。頭の部分では対流性エコーの通過による30分程度の降雨があり、北東進とともに弱くなる。一方、尾の部分では線状エコーの走向と移動方向がほぼ一致したため、見かけ上停滞して、1.5時間から2時間のやや長い降雨となっている。このように雨の降り方は頭と尾でやや異なることがわかったが、次に鉤状のエコーパターンの形成の過程と、エコーの移動方向について述べる。

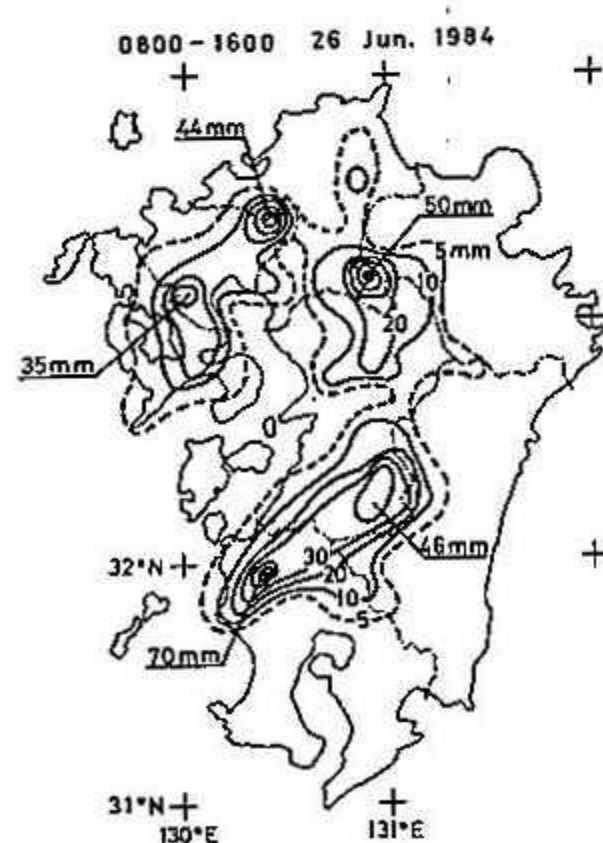
第5図は建設省の



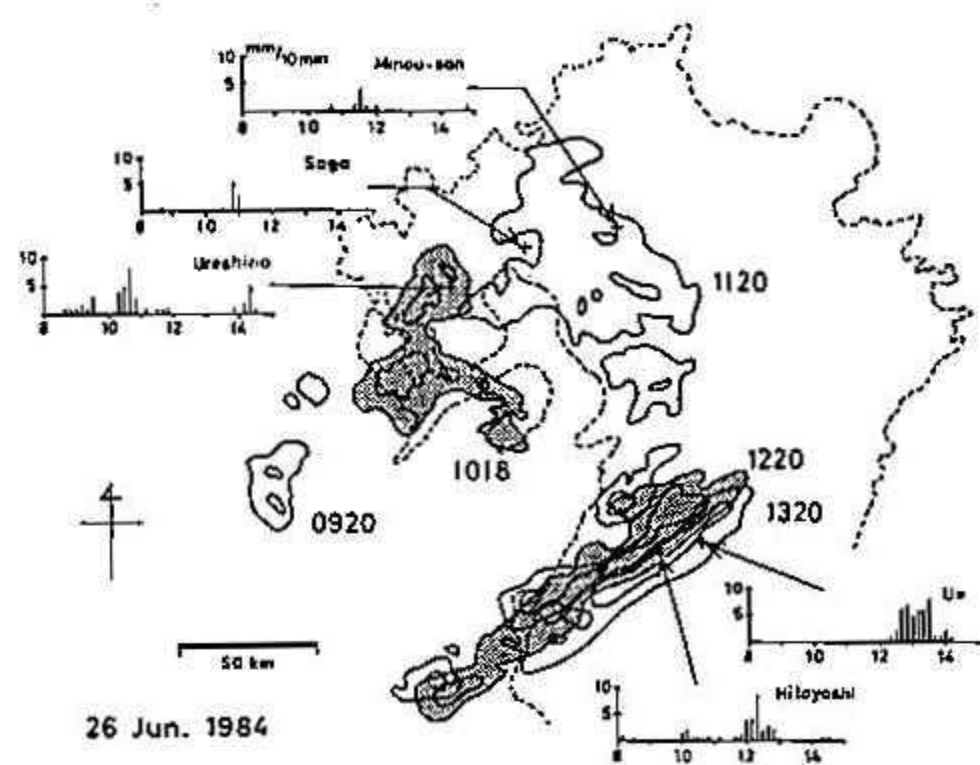
第1図



第2図



第3図



第4図

観測レーダーによる10分毎のエコーである。鉤状に組織化される過程が示されており、一見すると尾が南東側に延びてゆくように見える。しかし実際にその方向へ移動しているのではなく、新しいエコーが南東側にできるためであることがわかる。すなわちセルそのものは矢印の方向に移動しながら、新しいセルが南東側に発生して尾が形成されている。この様子をさらに詳しく見たのが、第6図の北大理レーダーのエコーである。10:00と10:20のCAPPIと垂直断面図で、南東側に発生した新しいセルが発達していく様子がよくわかる。

このように南東側に新しいセルができて、尾の線状エコーと合併して、第7図(a)のような鉤状のエコーに組織化されたわけである。ここには位置をずらして書いてあるが、セルの移動方向は矢印に示すように 55° の方向である。(b)には11:10と11:50を重ねてあるが、セルの移動方向 55° に対して、気圧偏差の分布から求めた擾乱の中心の移動方向は 70° になり東に傾いている。

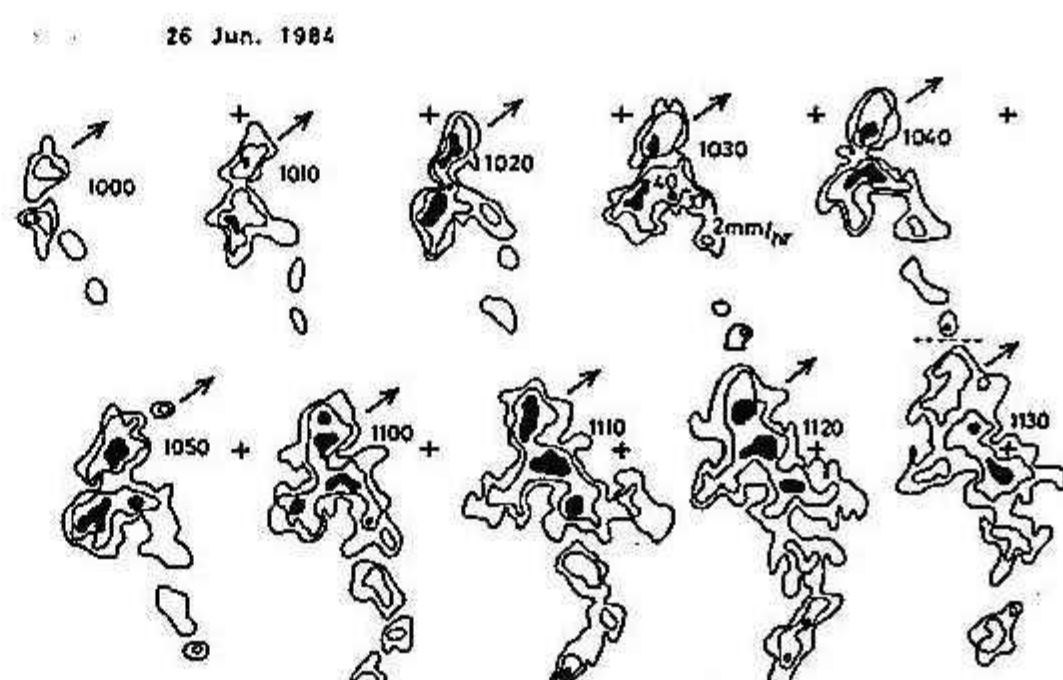
このことはセルの立場からは、「新しいセルが南東側に発生し発達することによって、全体の移動方向が東に傾く。」と言える。すなわち擾乱は 70° の方向に移動して、その方向に沿って新しいセルが発生するのだけれども、形成されたセルは一般風と同じ方向に移動してシステムから離れ、次第に衰弱していくわけである。

以上のように、特徴ある鉤状エコーはメリスケール擾乱と対応し、その形成過程を調べることによって、セルの移動方向と擾乱の移動方向がずれていることが明らかとなった。

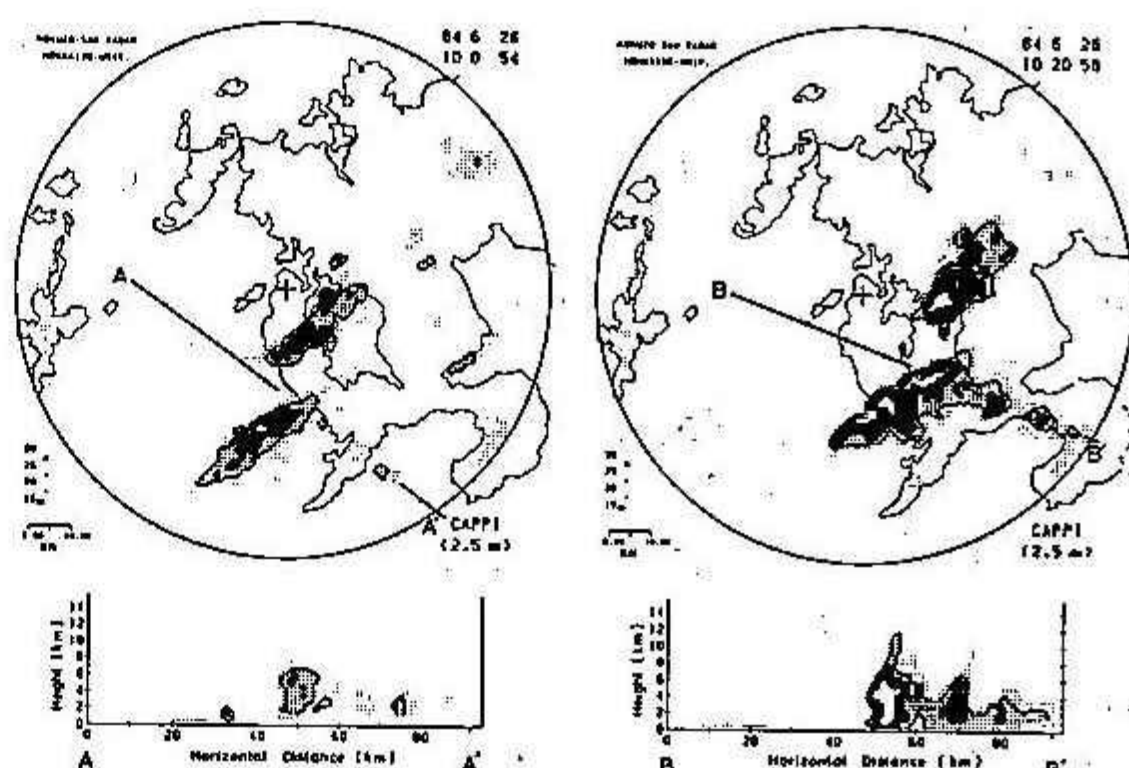
これまでに、梅雨期あるいは北陸の豪雪の際にあらわれる鉤状や渦状などの特徴あるエコーを、メリスケール擾乱として扱った研究が多くある。特に梅雨期の鉤状エコーについては秋山・松本(1970)が詳しく述べている。また、今回の鉤状エコーには顕著な回転性は認められなかったが、北陸豪雪の際の渦状エコーには明らかな渦方向の運動が存在することがわかっている(1970)。(Miyazawa, 1967)、両者はやや性質が異なると思われる。

なお本研究にあわせて資料を提供していただいた、福岡管区気象台はじめ各気象台、測候所および建設省九州地方建設局に感謝いたします。

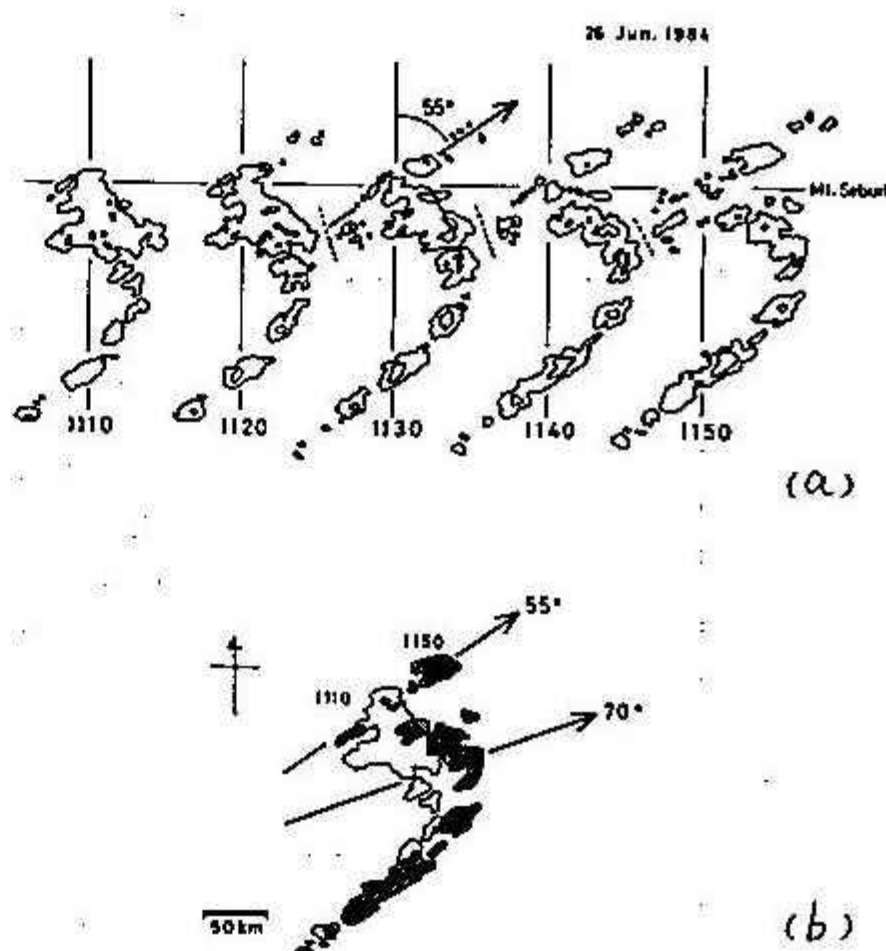
〈文献〉 秋山・松本(1970): 梅雨前線内の鉤状エコーの生涯と構造、*天気*, 17, 420-428。
Miyazawa (1967): On Vortical Mesoscale Disturbances Observed During the Period of Heavy Snow or Rain in the Hokuriku District, *J. Met. Soc. Japan*, 45, 166-176.



第5図



第6図



第7図

7 盆地における夜間冷却機構 ——冷気移流の効果——

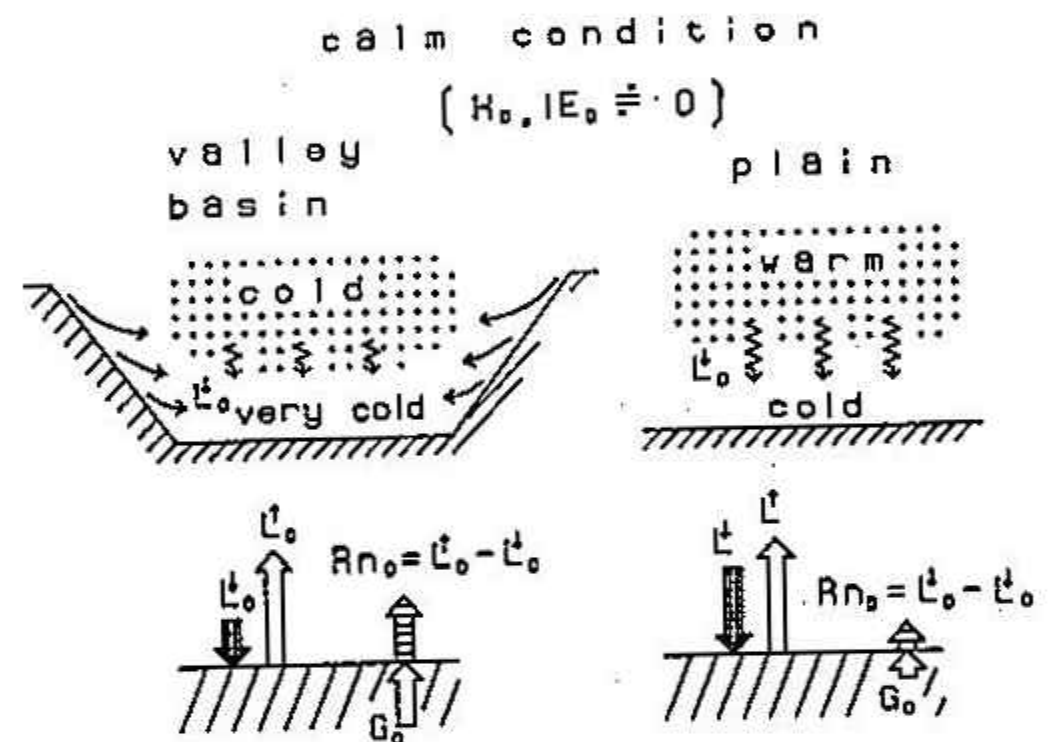
真 木 雅 之 (北大・理学部)
 播磨屋 敏 生 (同上)
 菊 地 勝 弘 (同上)

1. はじめに

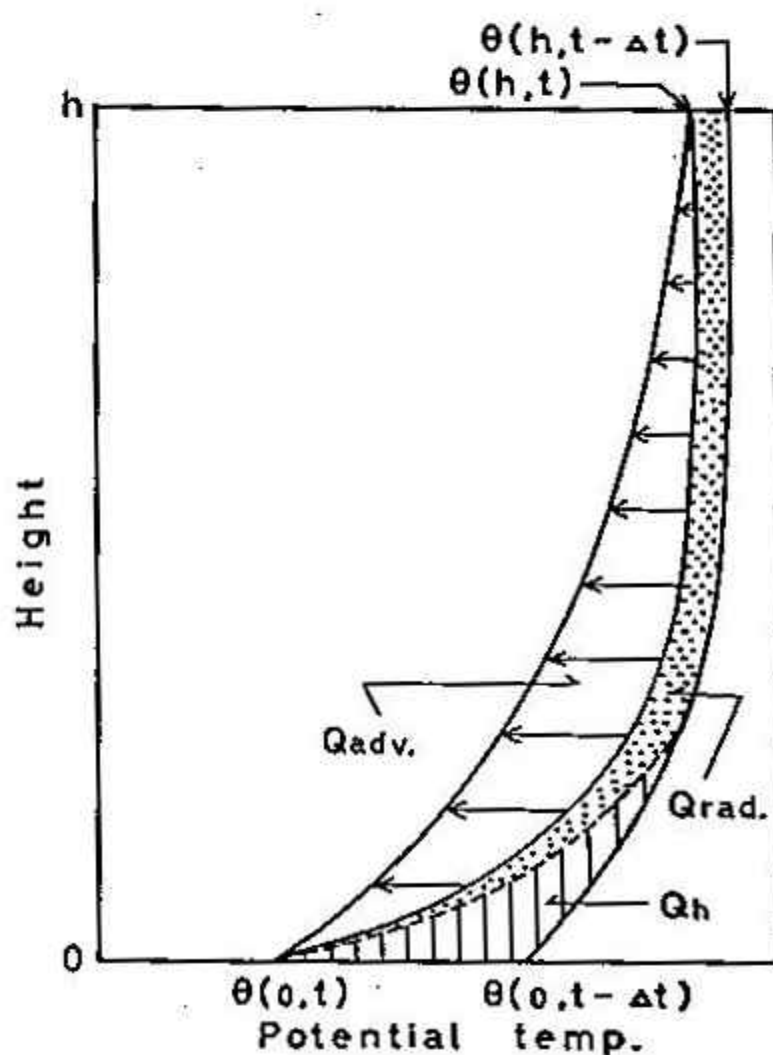
一般に、地表面の夜間冷却量は土壌の熱的な特性やまわりの地形に大きく支配される。地形に関しては、盆地や谷間のような地形ではまわりの山が上空の一般風とさえぎり、地表面への顕熱輸送量も小さくし地表面冷却量を大きくするという地形の一般風に対する“しゃへい効果”がある。またその他に、まわりの山地斜面からの冷気が移流・堆積することによって、地表面での下向きの大気放射量が減少し地表面の冷却量が大きくなるといった“冷気の移流・堆積の効果”がある。いま、地表面の熱収支において、顕熱や潜熱が無視できる風の弱い晴れた夜間を考える(※1図参照)。盆地や谷間では斜面からの冷気の移流・堆積のために、平地に比べて上空はより冷えた状況にあると考えられる。このような状況のもとでは、盆地や谷間では平地に比べて地表面での下向きの大気放射量($L_0^{\downarrow}$)は小さくなる。地表面の冷却量は地表面が失う正味放射量(Rn_0)が大きくなれば大きくなるから、 $L_0^{\downarrow}$ が小さくなる盆地や谷間では冷却量が大きくなると考えられる。今回の研究の目的はこの“冷気の移流・堆積の効果”を1次元の数値モデルを用いて定量的に評価することである。

2. 数値モデル

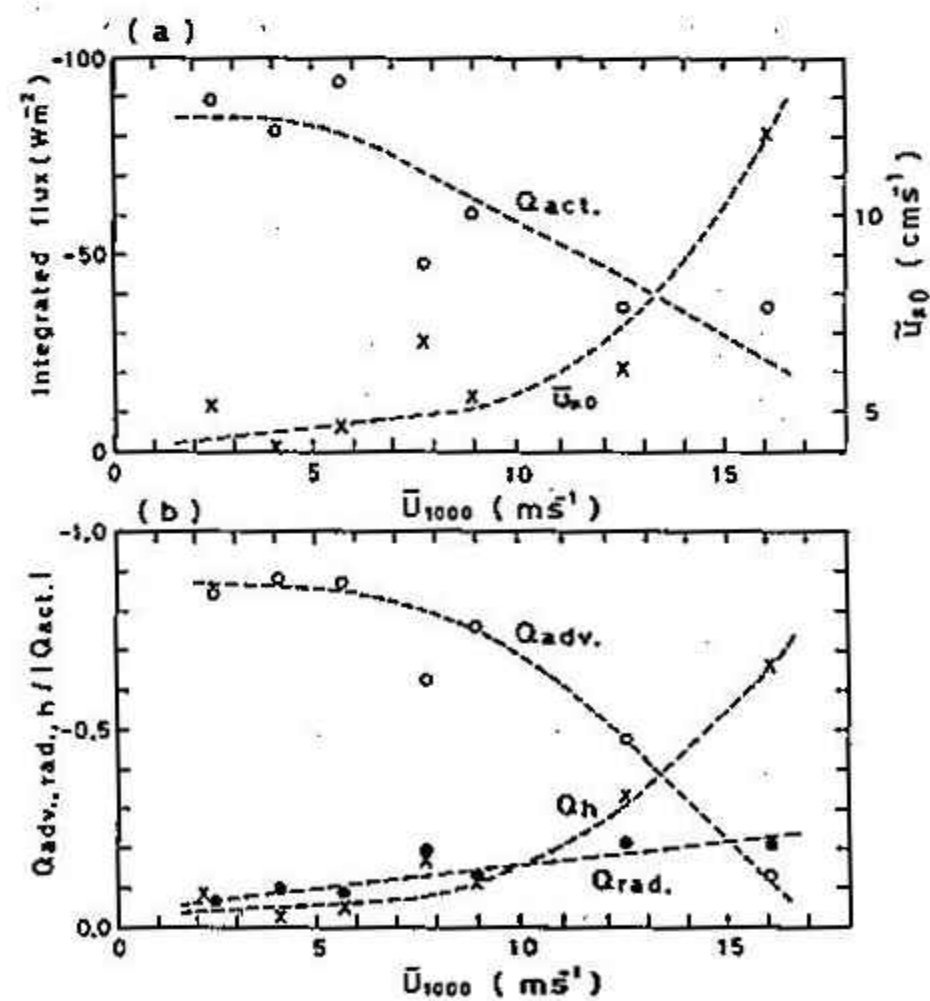
地表面および地中温度については、熱伝導方程式を解くことによって求められる。また、大気の温度変化については、顕熱フラックスの発散による冷却(Q_h)、大気自身の長波放射による冷却($Q_{rad.}$)、まわり



※1図 盆地や谷間と平地の夜間冷却機構の違い



※2図 盆地における大気の冷却



※3図 盆地大気の熱収支(赤井川)

の山地斜面からの冷気の移流・堆積による冷却 ($Q_{adv.}$) も考える (オ2図参照)。従って、厚さ h の大気層についての熱収支式は、

$$Q_{act.} = Q_h + Q_{rad.} + Q_{adv.} \dots \textcircled{1}$$

となる。ここで、

$$Q_h = \rho C_p \int_0^h \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)_h dz$$

$$= \rho C_p \int_0^h \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) dz \dots \textcircled{2}$$

$$Q_{rad.} = \rho C_p \int_0^h \left(\frac{\partial \theta}{\partial x} \right)_{rad.} dz$$

$$= - \int_0^h \frac{\partial}{\partial x} (L^{\uparrow}(z) - L^{\downarrow}(z)) dz \dots \textcircled{3}$$

である。また、大気の実際の冷却量 ($Q_{act.}$) は、各時刻に気温プロファイルが

$$\{\theta(z,t) - \theta(h,t)\} / \{\theta(h,t) - \theta(0,t)\} = -(1 - z/h)^{a(t)}$$

の形をとるものと仮定すれば、

$$Q_{act.} = \frac{\rho C_p}{\Delta t} \left\{ \theta(h,t)h - [\theta(h,t) - \theta(0,t)] \frac{h}{a(t)-1} - \int_0^h \theta(z,t-\Delta t) dz \right\} \dots \textcircled{4}$$

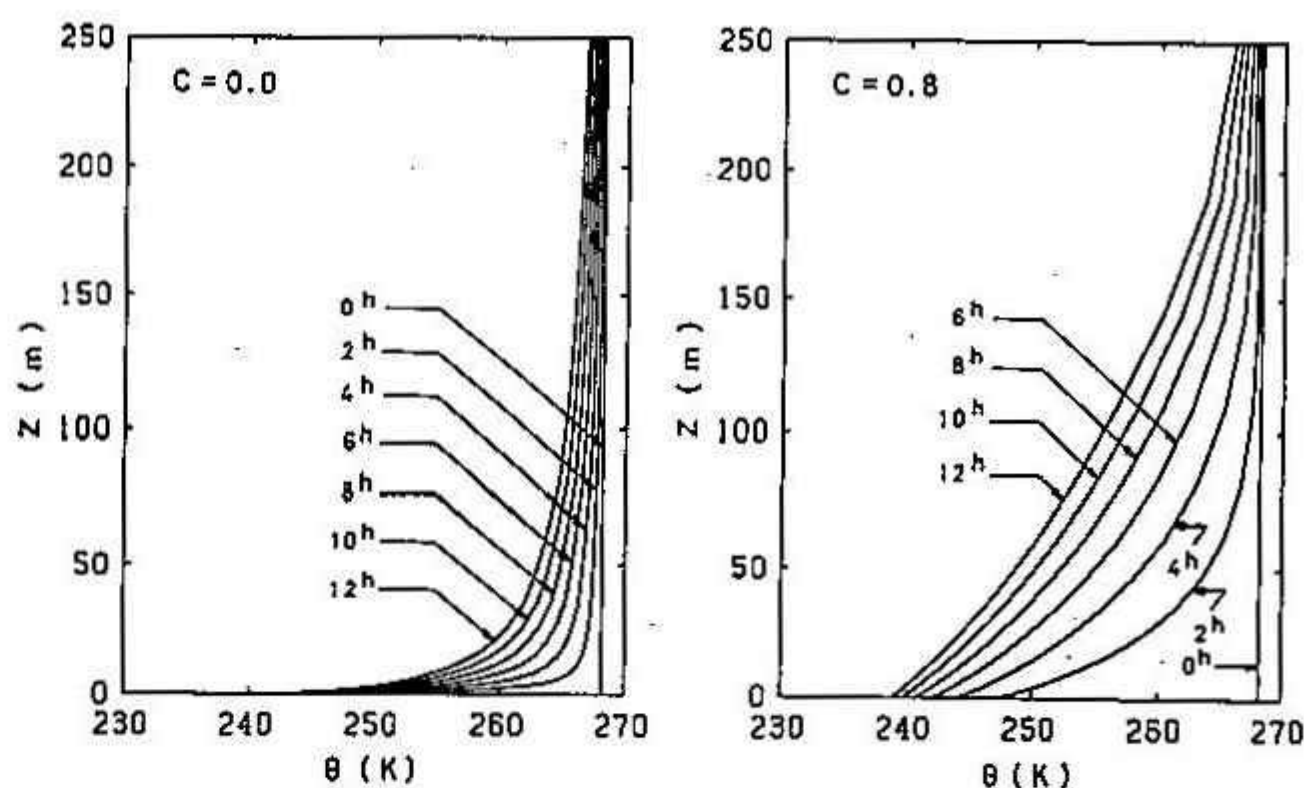
となる。また、 $Q_{adv.}$ については、赤村川での熱収支解析の結果 (オ3図) から

$$Q_{adv.} / Q_{act.} = C (=0.8) \dots \textcircled{5}$$

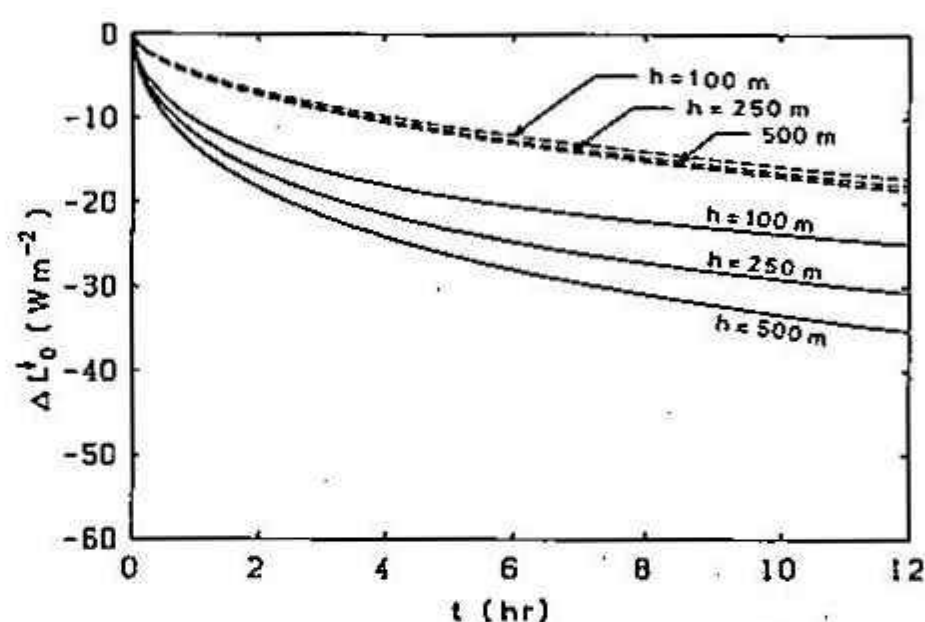
と置く。以上の①～⑤式から、気温プロファイルの時間変化が求められる。

3. 計算結果

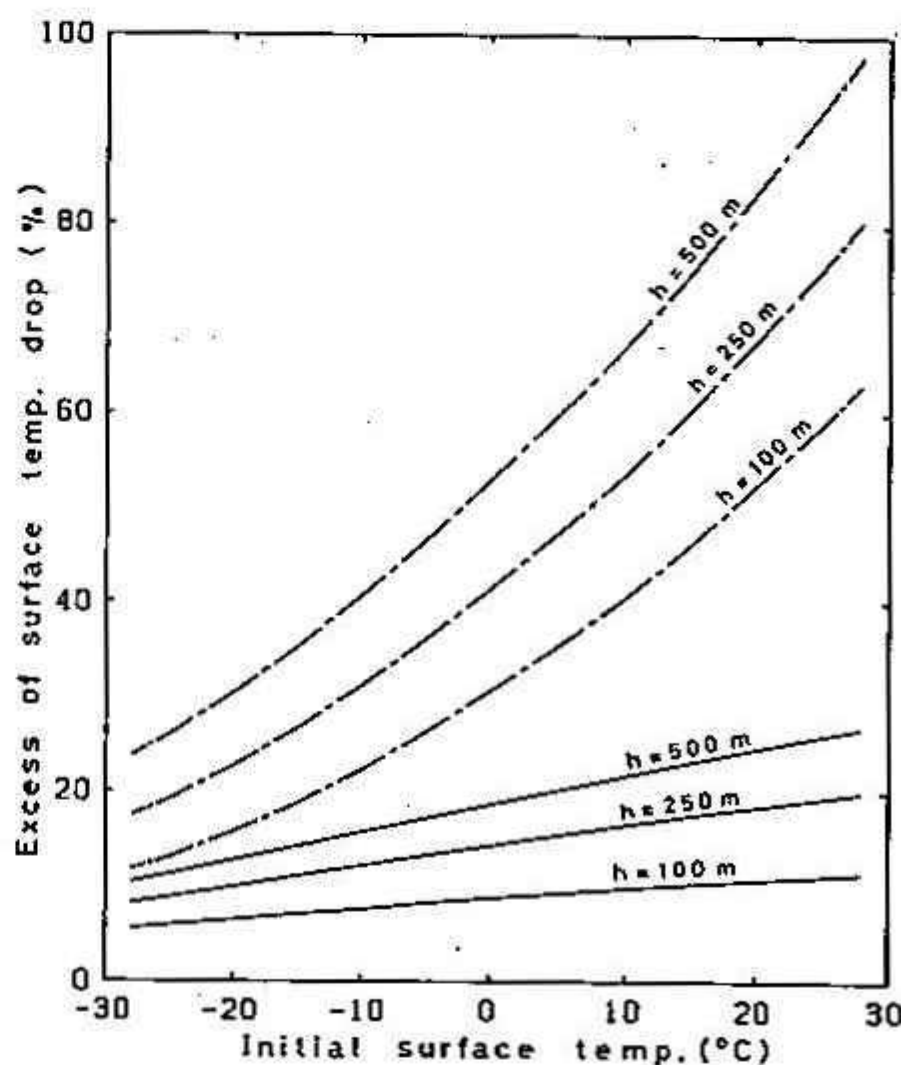
オ4図に初期温度が -5°C の場合の盆地と平地での気温プロファイルの時間変化を示す。図によれば、平地の場合 ($C=0$) には地表付近にしか冷却が及ばないのに対し、盆地の場合 ($C=0.8$) 上空まで冷却されることがわかる。このような平地と盆地での気温プロファイルの違いによって地表面での下向きの大気放射量が異なってくるが、それをオ5図に示す。 $L_0^{\downarrow}$ の大きさは盆地の深さ h によっても変わるが、盆地は平地に比べ約 10 Wm^{-2} 小くなる。 $L_0^{\downarrow}$ の違いによって盆地と平地で地表面の冷却量が異なってくるが、盆地が平地に比べて冷却量が何%大きくなるかをオ6図に示す。実線が平地と比較した場合で、一点鎖線は $L_0^{\downarrow}(t)$ が時間によらず一定としたとき (これは山頂での冷却過程に相当する) との比較である。計算結果によれば、盆地での冷却量は、盆地の深さ h によっても変わってくるが、平地に比べ約 $10\% \sim 20\%$ 、また、山頂に比べ約 $20\% \sim 80\%$ 大きくなることがわかった。



オ4図 平地 ($C=0.0$) と盆地 ($C=0.8$) での気温プロファイルの違い



オ5図 下向き大気放射量の時間変化 (実線は盆地, 破線は平地)



オ6図 冷気の移流・堆積の地表面冷却に及ぼす効果

8 高速三次元ドップラレーダーの紹介とバンド雲の観測例

坪本和久 藤吉康志 小西啓之* 山田知亮 遠藤辰雄 若濱五郎

(北海道大学 低温科学研究所、*:現、大阪教育大学)

1. はじめに

昨年末、本研究所に高速三次元ドップラレーダーを主体とする降雪観測システムが設置された。今回はそのレーダーの紹介と、それにより観測されたバンド雲の解析例について報告する。

2. 高速三次元ドップラレーダーの紹介

降雪現象は時間的にも空間的にも変化が早い。このため雪雲の構造とその時間変化を調べるためには、雪粒子の空間密度や速度に関する精度の良い情報を短時間に大量に収集し処理しなければならない。本レーダーシステムは、この要求を満たすように製作された。

その性能を右表にまとめた。このレーダーの特長は次のようなものである。(1)アンテナが全方位にわたり立体的に高速回転でき、3次元的情報を短時間内に得られる。(2)ドップラ情報により降雪粒子の速度が得られる。(3)収録した大量のデータを処理し、雪雲の任意の水平、鉛直断面を得ることができる。(4)移動可搬型である。

レーダーの操作は、手動及びコンピュータによりなされる。操作モード等を図1に示した。ここでASI (Arbitrary Section Indicator) とは、半徑方向だけでなく、任意の水平及び鉛直断面を作ることのできるモードである。レーダー反射強度とドップラ速度の画像は、カラーモニターでリアルタイムで見ることができ、またそれらをデジタル値としてMTに収録することができ、後にカラーグラフィクスプレー装置で画像再生したり、ラインプリンターに数値を打ち出したりする。またモニターで再生画像は8 mm や35 mm カメラで撮影する。

レーダー諸元

送信周波数	: 9,445 MHz
送信尖頭出力	: 40 kW
送信パルス幅	: 0.5 μ s
繰り返し周波数	: 2000 pps
ビーム幅	: 水平、垂直共 1.1°
アンテナ直径	: 2 m
最小受信感度	: -110 dBm
アンテナ駆動速度	: 水平 1 / 15 / 30 rpm 垂直 6° / 18° p/s
データ処理範囲	: 水平 40 km, 高度 20 km
入力距離分解能	: 62.5 / 250 / 500 m
ドップラ処理	: ニルスペア方式
速度入力レンジ	: 0.125 ~ $\pm$ 16 m/s

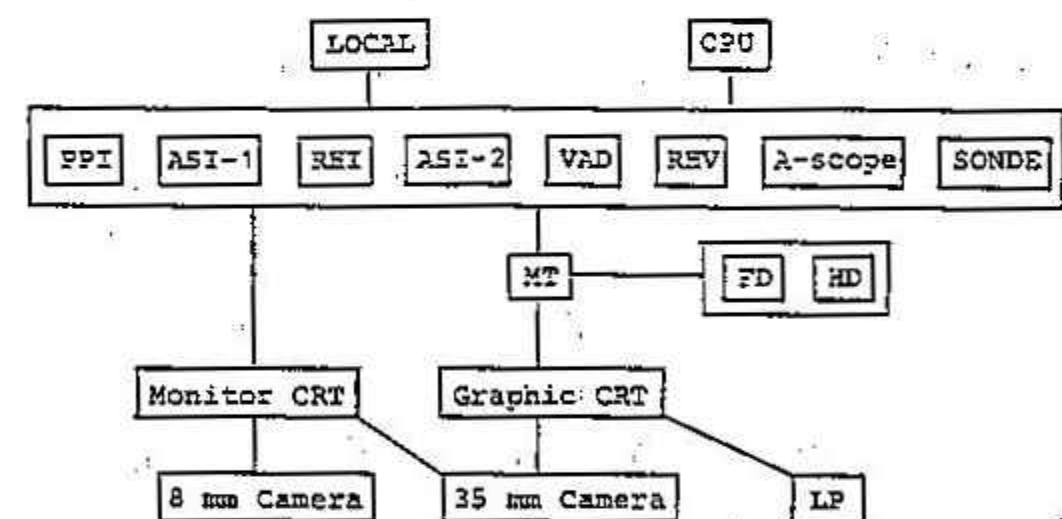


図1: レーダーの操作システム

3. 1985年1月17日の石狩平野に侵入したバンド雲について

今年1月17日は、冬季季節風の吹き出しにより、日本海に筋雲がみられた。この時、石狩平野に1本のバンド雲が侵入し、強い降雪をもたらした。今回はこの降雪の本が、最も強かった10時50分から11時50分の間について解析した。バンド雲は方位角340~350度の方向から侵入してきた。このバンド雲の進行方向に対して平行な方向と直交する方向について、その面内の風の速度場を計算し、エコー強度と重ね合わせた。この時間内で、それぞれの方向について5ステージずつを得た。

風の速度場については次のようにして求めた。まず進行方向に平行な鉛直断面に関して、仰角25度以下のドップラ速度をその点での風の水平成分とした。次に直交する方向の鉛直断面については、図2に示すように近接する二点では、風の速度は同じとして、そ

の二点のドップラー速度から、その二点の中点の風速を図2の式を用いて求めた。二点は同一高度にあるものを選び、その間隔は625mである。またドップラー速度は、視線方向に10個平均したものをを用いた。この計算方法では、二点間の角度が小さいと誤差が大きくなるので、角度差が5度以上のものについて示す。また仰角15度以下のものについては水平成分を示す。速度はどの場合も水平方向の一般流を引いた相対流である。また鉛直成分からは雪片の落下速度-1m/sを引いてある。

図3はバンド雲に平行な鉛直断面で、10:56から11:45までの5ステージのエコー強度とこの面内の風の水平成分が示してある。この図の左側の15km付近が海岸である。この図より、バンド雲内のセル構造、上陸とともにエコー頂が低下する様子、南側(図の右側)で風速が増加する様子などがわかる。

バンド雲に直交する方向の鉛直断面については、エコー頂の高い発達したセルと弱い部分の断面の典型的な例を図4の(a)と(b)にそれぞれ示す。なお、図4の(a),(b)の断面に相当する位置を図3の破線(a),(b)で示す。これらの図から次のような風の特徴がわかる。大きな場として図の左側(バンド雲の進行方向に向かって右側)に明らかな下降流と、右側に上昇流の傾向がある。上昇域ではその内部に下降流をもっており、複雑な様子をしている。エコー頂が高いセルでは上昇流が比較的明瞭であるが、エコー頂の低いセルではあまり明瞭ではない。中層の風は、どの場合もバンド雲の中心に向かって収束しているが、下層では、発達したセルの場合は収束し、エコー頂の低いセルでは発散がみられた。

4. おわりに

今回は、高速三次元ドップラーレーダーの紹介と、それによる観測の一例を示した。ドップラー速度から計算した風の速度場とエコー強度から、今年1月17日のバンド雲の鉛直断面の構造を得た。今後、解析法をさらに検討し、他の多くの事例についても解析をすすめる予定である。

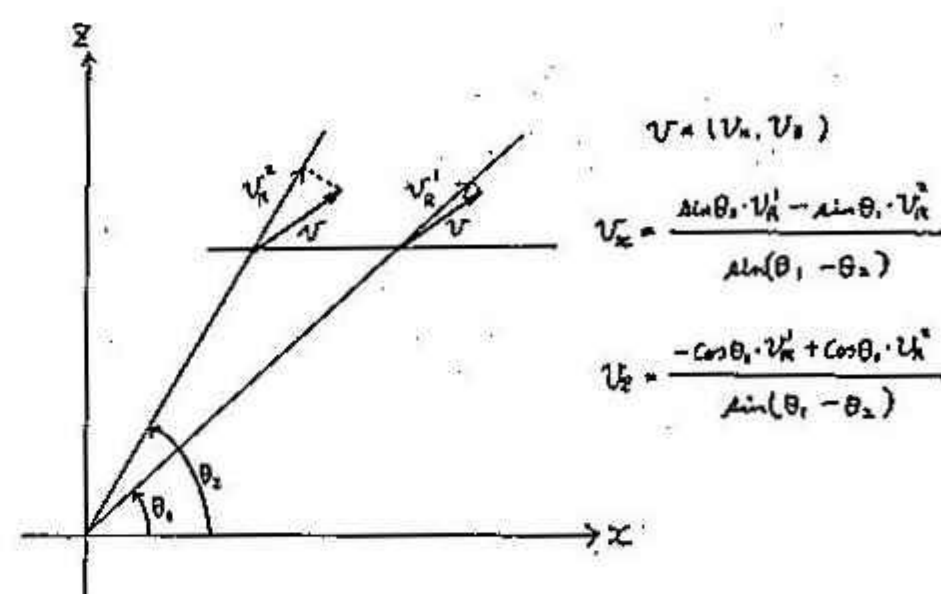


図2: 風速の計算法

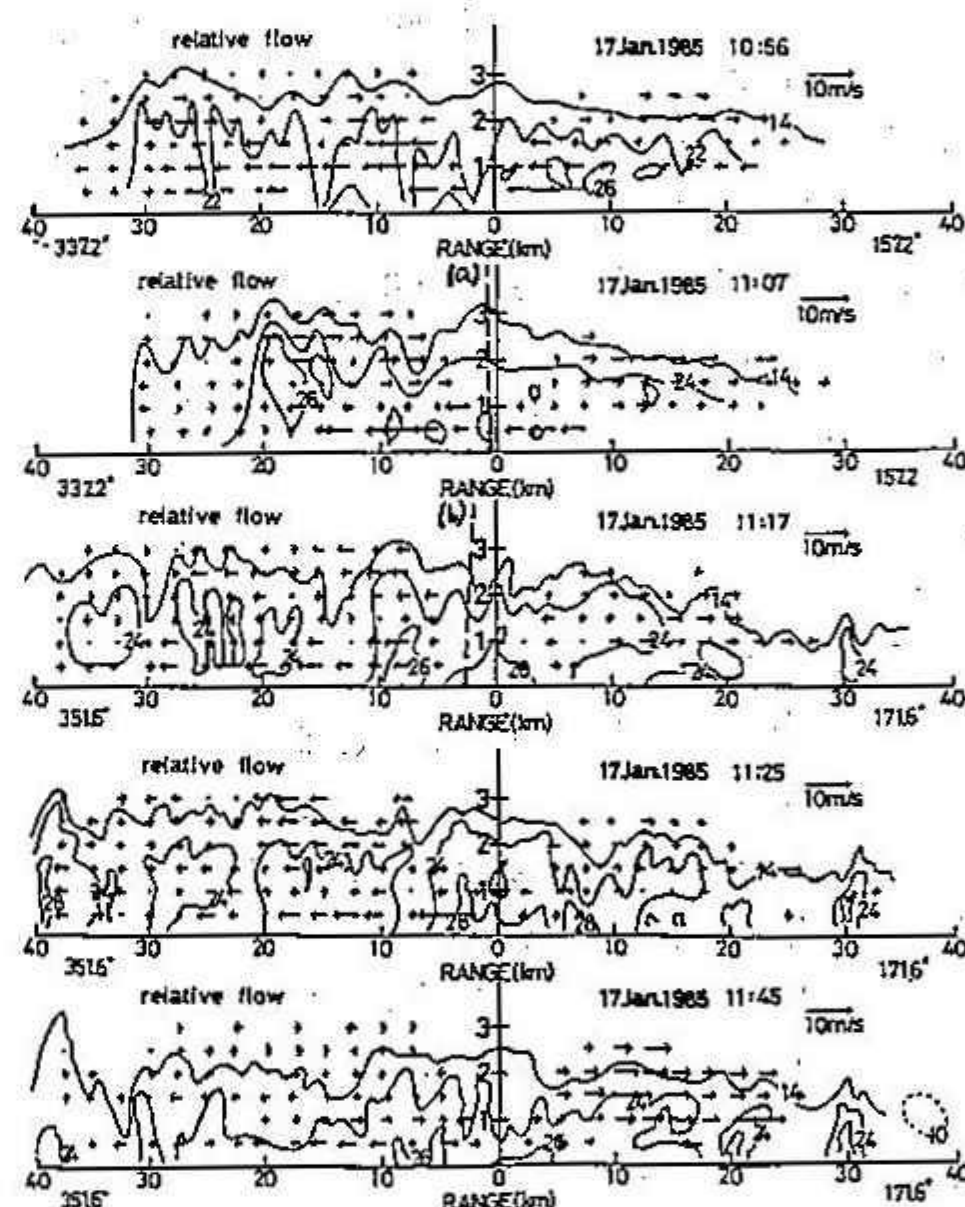


図3: バンド雲に平行な方向の鉛直断面

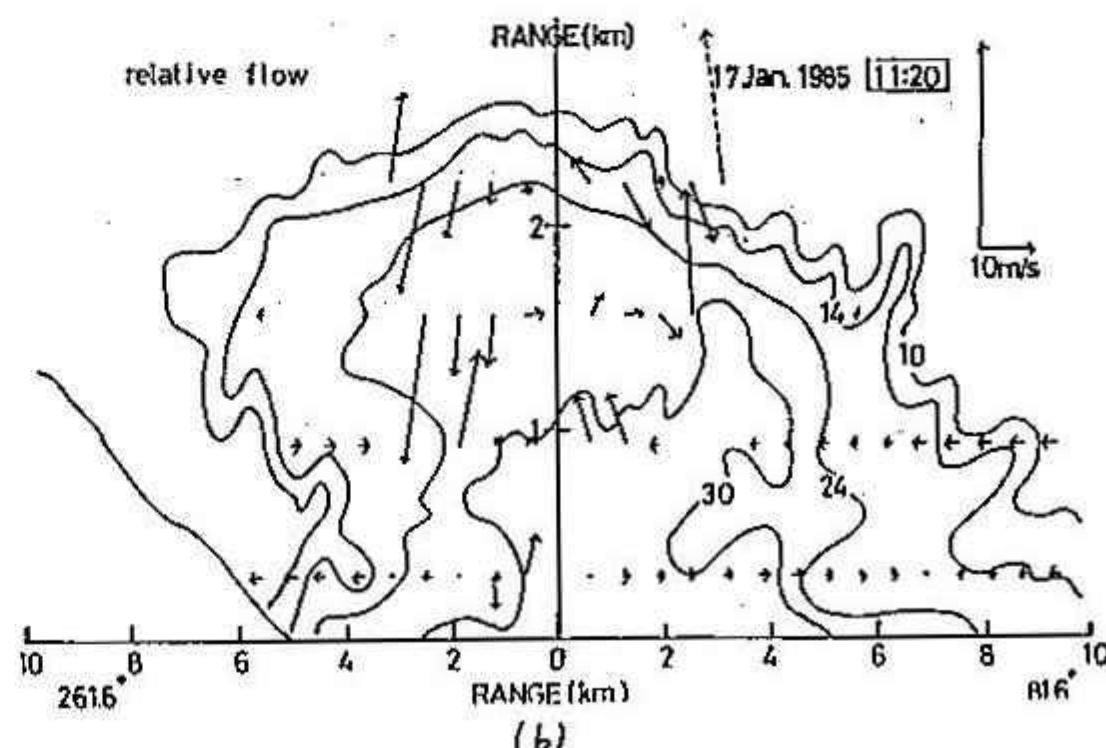
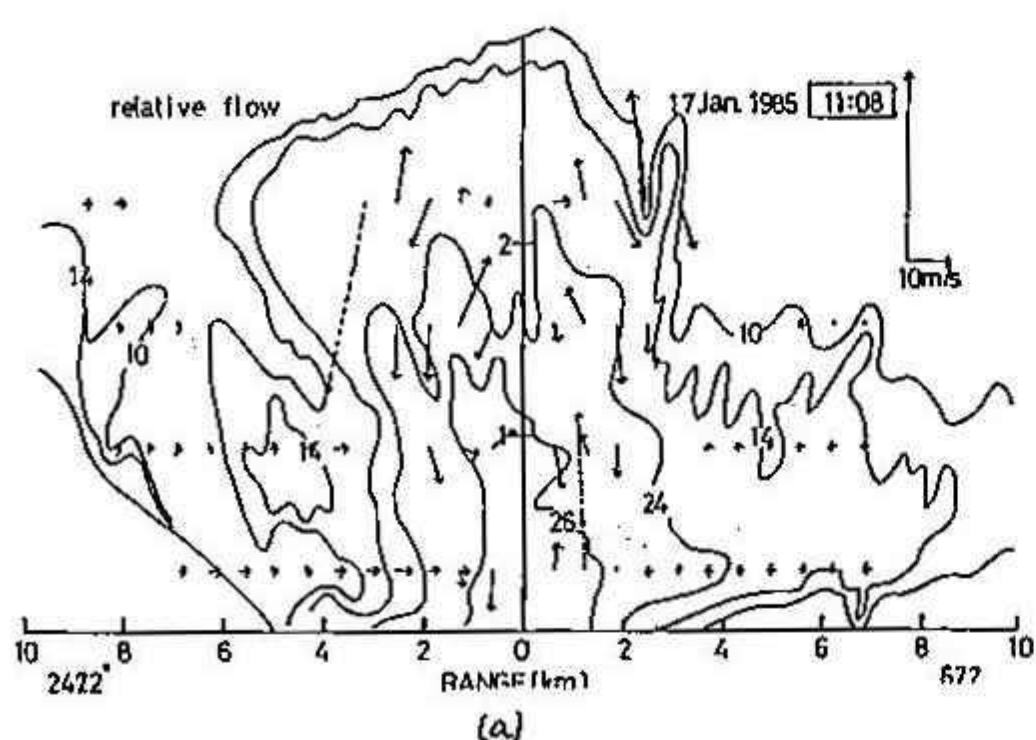


図4: バンド雲に直交する方向の鉛直断面

9 石狩湾上の降雪雲のレーダーエコーからみた特徴 (RADAR ECHO CLIMATOLOGY)

中平 治(北大環境研)・菊地勝弘・遊馬芳雄(北大理)

○はじめに

北海道石狩平野の降雪は、季節風や低気圧による場合が多い。これらの雪雲をレーダーで見ると、石狩湾上で急激に発達し降雪をもたらしながら石狩平野に侵入してくる傾向がある。これらの雪雲や降雪についての研究はこれまでに少なされてきたが、主としてエコー写真やスケッチによるものが多く、定量的な議論がなされていなかった。そこで今回は主として、これらの個々のエコーの発生、発達、消滅過程を追跡し、降雪雲の時間的、空間的な性質を統計的に調べた。

○データと解析方法

解析に使用したレーダーデータは、札幌市青少年科学館の3.2 cm PPIレーダーによるものである。このデータは、15分ごとに、反射強度を8段階(0~7)に令けて、1 kmメッシュで200 km四方をビデオ画面に表示するとともにMTに収録されている。

MTから読み出したデータで、強度1以上のエコーを雪雲とし、その雪雲の内部にある強度2以上のエコーの部分発達しつつある対流部分と考えた。ひとつひとつの雪雲エコーは強度1の開曲線で認識した。この解析では、15分ごとのPPIで仰角1.0°のものについて、石狩湾及びその内陸~10 kmほどの空間(FIG. 4の枠内)の降雪雲のエコーを個々に認識し、その外形、面積、位置を求めた。観測に使ったデータは1983年2月7日12時から2月20日12時までで、画面数にして約750枚になる。

○結果

まず、石狩湾上でエコー面積が増加し降雪をもたらしているようなとき、総観場を季節風(MONSOON)と低気圧(LOW)に分け、エコー面積ごとの出現頻度を調べた(FIG. 1)。ここで、低気圧の時とは、低気圧が石狩湾の北の日本海上にあり、降雪は低気圧前面のものである。解析時間は両者ほぼ同じで、そのグラフの形を比較したが、目立った相違は見られなかった。

FIG. 2は、FIG. 1と同じ場所、同じ時間で、ひとつひとつのエコーの中にある対流性の部分の割合を調べたものである。これも、総観場で季節風と低気圧の場合に分けてみたが、両者とも対流性の占める割合は、エコー面積の40%以内だった。

この図では、エコー面積が約50 km²以上はひとつの丸がひとつのエコーに対応しているが、それ以下は数にして1700個ほどあり、見やすい程度に省略して表現している。

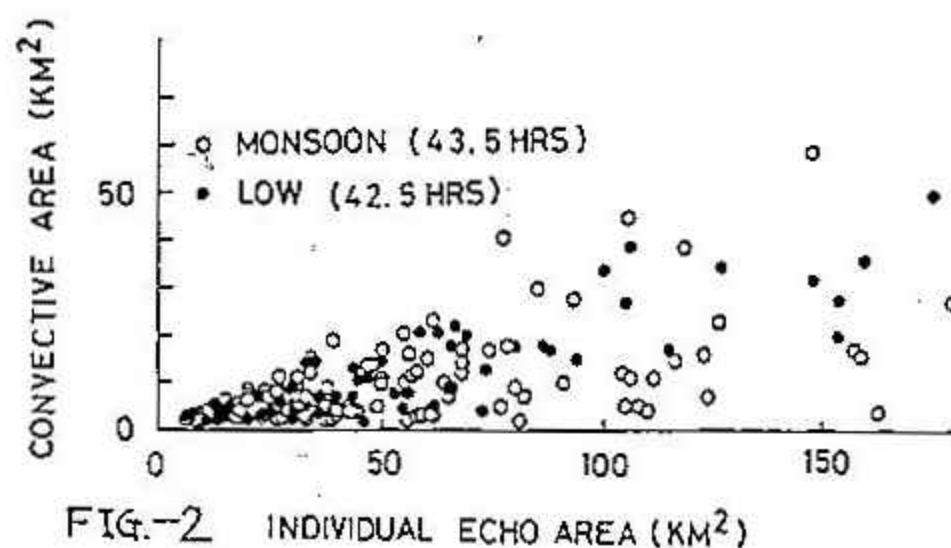
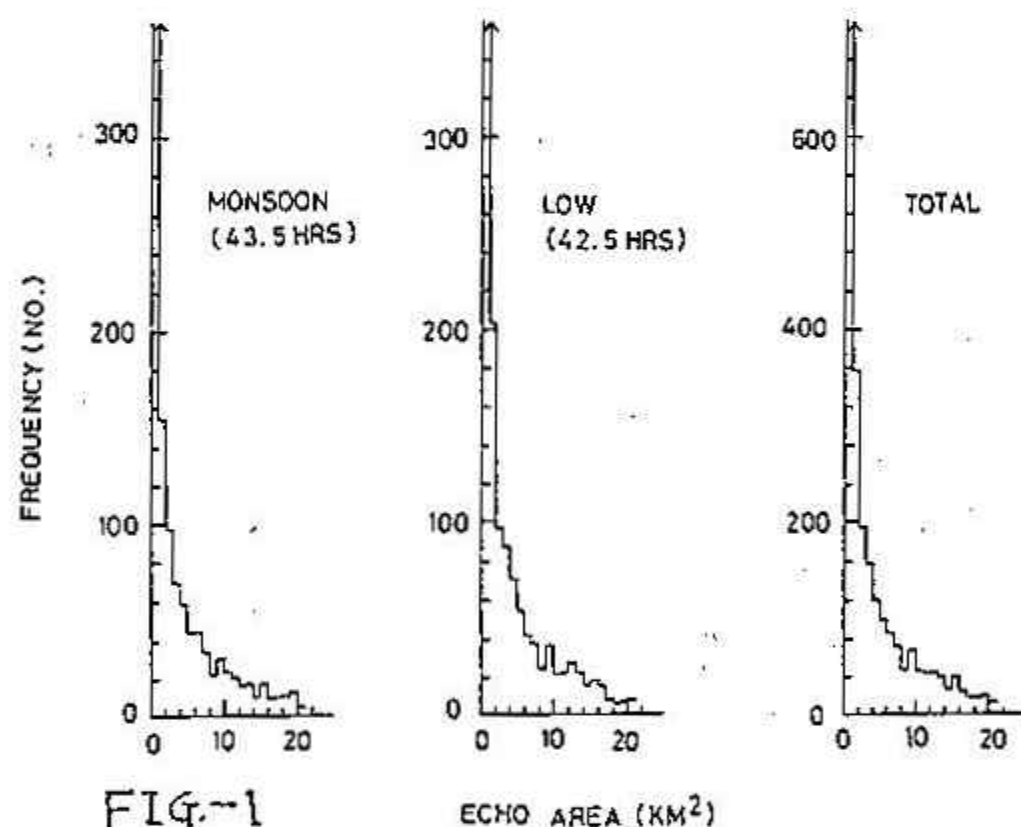


FIG. 3 は、計算機でさまざまな面積のエコーを個々に認識できるようになったので、降雪の指標となる総エコー面積の構成の変化を、時間を追って見たものである。棒グラフのひと区切りがひとつのエコー面積を表し、 10 km^2 以下のものはまとめて斜線で示している。この例は、1983年2月7日12時から2月8日6時までで、総エコー面積が増加するとき、 10 km^2 以下の小さなエコーの数は増えず、若干減少する傾向が見られ、総エコー面積の増加は大きなエコーの面積が更に大きくなることによっていることがわかる。この傾向は、どの総エコー面積が増加する期間でも、大か小少なかれ必ず見られた。

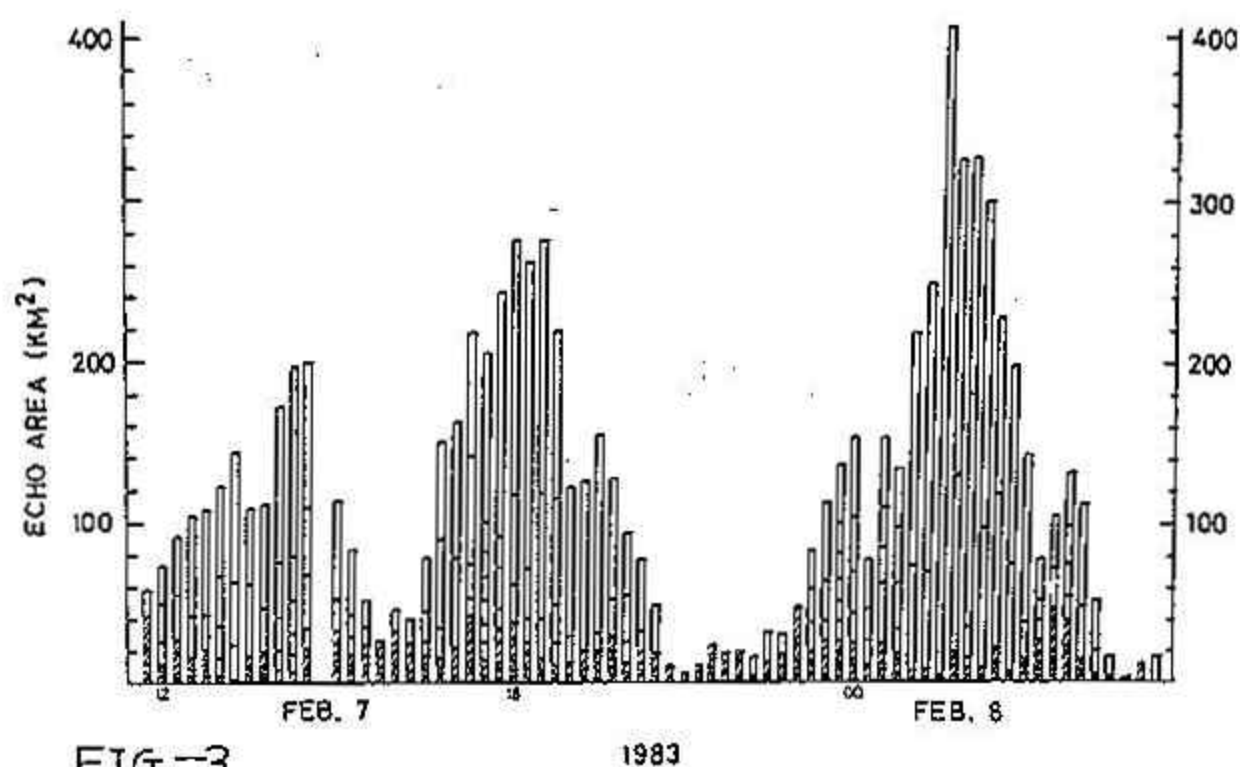


FIG. 3

さて、従来の研究から、石狩湾上の雪雲は海岸線付近で降雪をもたらす内陸にはいるに従って消散する傾向があるという観測結果がある。そこで、その傾向の有無を量的に調べたのがFIG. 4である。この図では、エコー面積が 100 km^2 以上に成長し、その最大となった時の重心の位置を面積 km^2 とともに黒丸で示している。明らかに海岸線付近で最大を示すことがわかった。その原因として、従来から言われているように、海面からの上昇流が止絶え、雪雲が横にたなびくためとか、海と陸の粗度のちがいによることが考えられる。

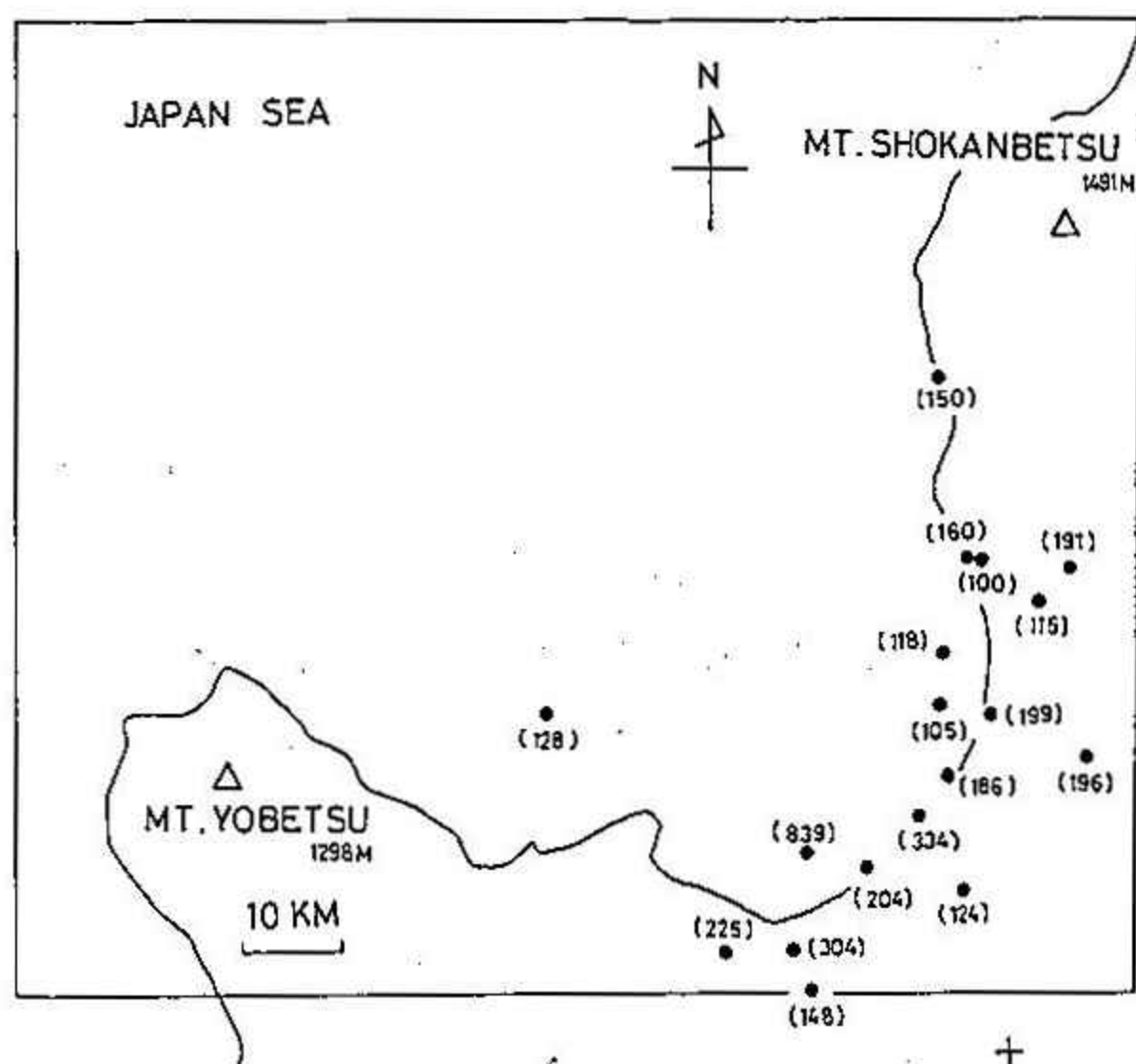


FIG. 4

SAPPORO SCIENCE CENTER

FIG. 5 は、エコーの重要な性質のひとつである、ライフタイムごとの面積変化を調べたものである。ライフタイムは、たとえばエコーの追跡が2回であると、その前後15分ずつ加えて45分などというやり方で定めた。これも総観場で季節風と低気圧の場合に分けてみたが、同じライフタイムでも季節風の場合の方が若干大きくなる傾向がみられた。

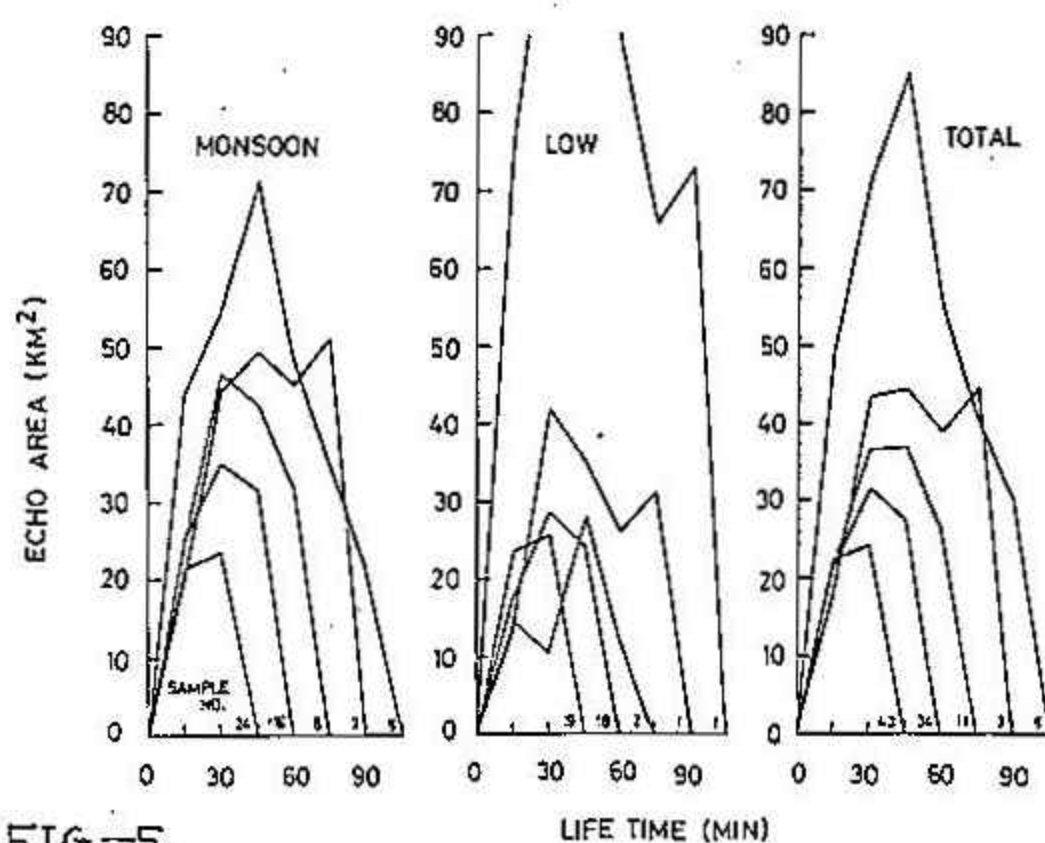


FIG. 5

これらの雪雲の量的な特徴は、たとえばこの地域のNOWCASTINGや、将来WEATHER MODIFICATIONを行う場合に重要な手がかりを与えられると思われる。

IV 昭和60年度支部総会報告

昭和60年6月10日(月)の支部研究発表会に先だって、昭和60年度の支部総会が開かれた(出席25名+委任状45名)。議長には北大理学部の菊地勝弘教授が選任され、下記の次第で議事が進行された。

総会次第

開 会

議長選出

議長あいさつ

支部長あいさつ

昭和59年度事業報告

〃 会計決算報告

〃 会計監査報告

昭和60年度事業計画(案)及び予算(案)審議

閉 会

駒林支部長のあいさつの後、引き続き支部長より昭和59年度事業経過報告・会計決算報告がなされ、小林監査理事による会計監査報告が行なわれて、これらが承認された。

続いて支部長より昭和60年度事業計画案・予算案が説明され、原案どおり決定された。以下にこれらの内容を示す。尚この他に、学会費の値上げに伴い、本部から支部への交付金も60年度分から値上げされた旨の報告があった。

①昭和59年度事業報告

- (1) 第14期支部役員選挙(昭和59年5月2日告示、5月29日投票〆切、30日開票)

当 選(敬称略50音順)

伊藤 正志(札幌気)、大和田 守(函海気)、菊地 勝弘(北大理)

小林 禎作(北大低)、駒林 誠(札幌気)、鈴置 哲朗(札幌気)

孫野 長治(北大環)

- (2) 第1回理事会(昭和59年6月5日、於 札幌管区气象台)

支部長、常任理事の選出、幹事の指名、業務分担、

昭和58年度事業及び会計報告、昭和59年度事業計画及び予算案審議

- (3) 昭和59年度支部総会(昭和59年6月13日、於 北大理学部)

昭和58年度事業及び決算報告、昭和59年度事業計画及び予算審議

- (4) 昭和59年度第1回研究発表会(昭和59年6月13日、於 北大理学部)

発 表 7題 参加者 約40名

- (5) 支部だより発行（昭和59年6月30日）
第29・30合併号 102ページ
- (6) 第2回夏季講座（昭和59年8月1日、2日、於 札幌市青少年科学館）
講 師 菊地 勝弘（北大理）、 福谷 博（札幌大）
小林 俊一（北大低）、 串崎利兵衛（科学館）
映 画 「南極の寒さを探る」 参加者約40名
- (7) 第2回理事会（昭和59年8月3日、於 札幌管区気象台）
地方講演会実行計画審議
- (8) 地方講演会（昭和59年10月6日、於 札幌市、道新ホール）
“最近の異常気象について” の講演会
講 師 関根 勇八（気象庁）、 時岡 達志（気象研究所）
福岡 二郎（北大水）
参加者 167名
- (9) 昭和59年度第2回研究発表会（昭和59年11月16日 於 札幌管区気象台）
発 表 11題 参加者 70名

②昭和59年度会計報告（昭和60年3月31日現在）

〔収 入〕

単位：円

項 目	金 額	備 考
前 年 度 繰 越 金	320,061	支部だより合併号印刷費含む
本 部 交 付 金	263,800	700円×234名+10万円
入 会 金	8,500	17名
預 金 利 子	5,484	
合 計	597,845	

〔支 出〕

単位：円

項 目	金 額	備 考
理 事 会 費	7,460	2 回
研 究 会 費	3,880	2 回
事 務 費	6,450	
通 信 費	14,850	
夏 季 講 座 経 費	45,720	原稿料、交通費、その他
地 方 講 演 会 経 費	177,750	講師旅費 3 名分
印 刷 費	187,000	支部だより No.29. 30合併号
選 挙 経 費	52,330	用紙代、印刷費、郵送料
次 年 度 繰 越 金	102,405	
合 計	597,845	

昭和59年度の決算は上記の通り相違ないことを証明します。

昭和60年 3 月31日

監 査 小 林 禎 作 印

③昭和60年度事業計画

(1) 60年度支部総会 (昭和60年 6 月10日、於 北大理)

(2) 支部研究発表会 (年 2 回)

第 1 回 昭和60年 6 月10日 総会にひきつづき、北大理学部にて行う。

第 2 回 昭和60年11月中旬ごろ 札幌管区気象台道央地区研究発表会にひきつづき同台にて行う。

(3) 講演会

○ 地方講演会

日 時 昭和60年11月 2 日 13時00～

場 所 旭川市民文化会館

講 師 北大、北教大 (旭)、旭川地台から各 1 名を予定している。

○ 特別講演会 (於 札幌、不定期)

(4) 第 3 回夏季講座 (昭和60年 8 月 1・2 日、於 青少年科学館)

講 師 菊地 勝弘 (北大理)

菊地 弘明 (札幌気)

串崎利兵衛（元科学館）

討論会 学校気象教育の問題

(5) 支部だより (31号) 昭和60年6月下旬発行予定

(6) 理事会 第1回 昭和60年4月24日

第2回 昭和60年8月下旬

第3回 昭和61年3月上旬に行う

④昭和60年度予算

〔収 入〕

単位：円

項 目	金 額	備 考
前年度繰越金	102,405	
本部交付金	321,450	850円×237+12万
入会金	5,000	10名
預金利子	2,500	
合 計	431,355	

〔支 出〕

単位：円

項 目	金 額	備 考
理事会費	12,000	3回
研究会費	5,000	2回
事務費	10,000	
通信費	10,000	
夏季講座経費	45,000	札幌市青少年科学館共催
地方講演会経費	100,000	
印刷費	150,000	支部だより 31号
予備費	40,000	
次年度繰越金	59,355	
合 計	431,355	

V 地方講演会のお知らせ

○昭和60年度地方講演会の予定

今年度の地方講演会は旭川市で行う予定で準備を進めています。

日時：昭和60年11月2日（土）13時より

場所：旭川市民文化会館

演題・講師：

○上川地方の降水特性

木部 俊一郎（旭川地方気象台予報官）

○旭川の冬霧について

桜井 兼市（北海道教育大学旭川分校教授）

○内陸地方が寒いわけ

播磨屋 敏生（北海道大学理学部教授）

※支部会員及び関心のある一般市民の御来聴を歓迎致します。具体的内容などは8月頃に決まる予定です。

○昭和59年度地方講演会の実施状況

地方講演会は気象学と気象事業の正しい理解と普及を目的に、会員のみならず、一般の人々に対して行われる主要な支部活動のひとつとして毎年1回札幌以外の道内の都市で順に開催してきた。しかるに昨今の都市集中化の傾向も手伝ってか、支部会員の約6割が札幌圏に在住している状況に應えるべくして札幌における開催の計画が59年度第1回支部理事会において企画検討された。

札幌では昭和49年に、冬の低気圧に関してシンポジウムの形で行われた例があるのみであり、地方講演会の一環として行われるのは、これが初めてである。支部事務局のある地元で行うため旅費運送費等が不要であることを生かして、この際講師旅費を計上してでも中央などから講師を招待することも含めて計画が進められた。



結局“最近の異常気象について”と題して講演会を行うことになった。講師には気象庁気候変動対策室長・関根勇八会員と気象研究所予報研究部主任研究官・時岡達志会員および北海道大学水産学部教授・福岡二郎会員の三氏をむかえて道新ホールにて行った。札幌市の後援をお願いして、市の関係機関へ案内ビラ配布の協力をいただいた。当日は支部長である駒林 誠・札幌管区气象台々長のあいさつに始まり、講演担当理事の鈴置哲郎・札幌管区气象台技術部長が座長となって、会を司会した。講演の内容要旨は別に合本されているとおりであるが、三氏ともスライド又はOHPを使用して発表した。いずれも聴衆からの熱心な質問がつづいた。結局参加人員は167名であり、この手の会を札幌で行った他の学会の例に比べると大盛況であったといえる。

講演風景



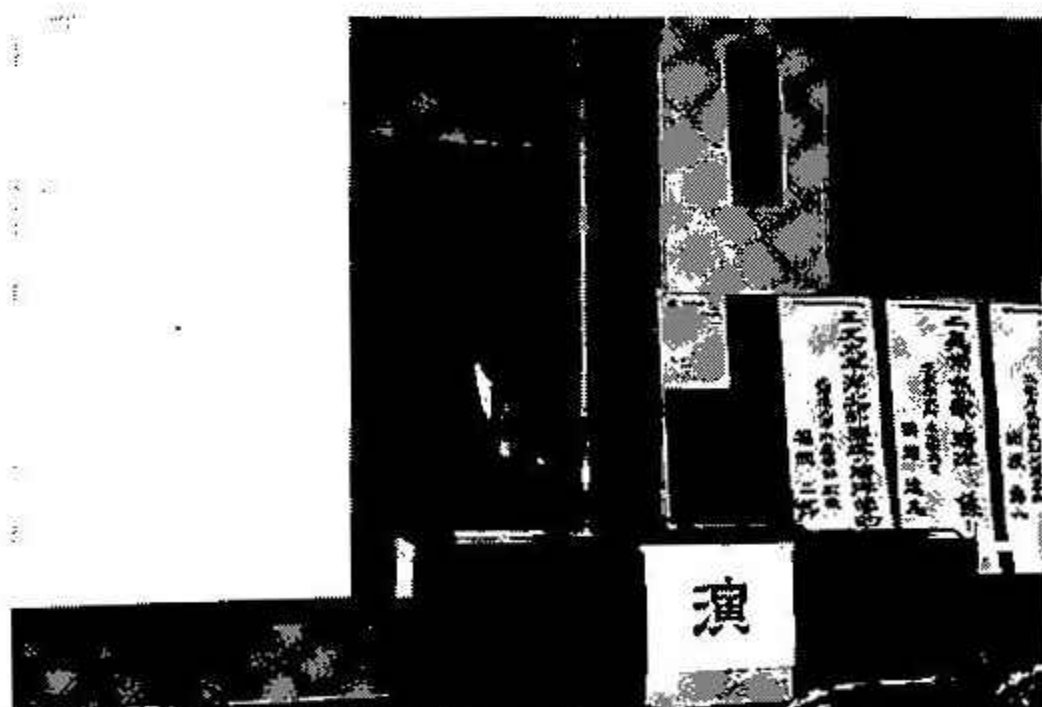
支部長あいさつ



関根勇八氏



時岡達志氏



福岡二郎氏

講演会次第

1. 開 会

2. あ い さ つ

日本気象学会北海道支部

支部長 駒 林 誠

3. 講 演

座長・支部理事 鈴 置 哲 朗(札幌管区気象台技術部長)

(1) 最近における気候変動の諸問題

関 根 勇 八(気象庁気候変動対策室長)

(2) 異常気象と海洋との係り

時 岡 達 志(気象研究所予報研究部主任研究官)

(3) 北太平洋北部海域の海洋学的特色

福 岡 二 郎(北海道大学水産学部教授)

4. 閉 会

最近における気候変動の諸問題

関根 勇 八 (気象庁気候変動対策室長)

1. 気候変動と異常気象

(1) 異常気象とは？

- ・短期的な異常気象……台風による風水害、梅雨末期の集中豪雨等で影響大のもの。
- ・1か月またはそれ以上に及ぶ異常現象(天候)……30年間に一度あるかなしかの現象。
- ・正規分布をしている場合には、平年の状態から標準偏差(ある土地のある月の要素の年々の変動の目安を与えるもので、たとえば、札幌の10月の月平均気温の標準偏差は 0.9°C)の2.1倍～約2倍～以上離れた異常値が出現する確率はほぼ30年に一度。

(2) 気候変動と異常気象の関連は？

異常高温が現われやすくなると温暖化。逆に異常低温が多発するようになると寒冷化傾向。世界全体としてみても、日本の場合も、気候は絶えず変動してきた。(第1図参照)。ところで、近年気候変動が問題になっているのは、世界的な両極端の異常気象の頻発(第1表参照)、社会機構の多様化複雑化に伴う気候変動に対する脆弱性の増大によるものとみられる。社会の各分野が気候の影響を受けやすくなっている。

2. 気候変動の実態と要因

(1) 気候変動の時間スケールを誤りなく、

(氷河期が近いといったことについて)

- ・氷河時代……何億年のスケール(現在も)。
- ・氷(河)期……1～10万年のスケール。
- ・小氷期……何百年のスケール。

(2) 最近100年ぐらいの北半球全体と日本の気温の変化(第1図参照)。

北半球平均：1920～60年高温期。

最近も上昇傾向。高温のピークは1940年ごろ。

日本：ピークは1960年ごろ。1970年

前後一時弱い落ちこみ。その後上昇。

(水稲反収の段階的増大。技術の進歩)

(3) 気候変動の要因とみられているもの。

CO_2 の増加、都市化、海水温の変化、森林破壊、大気中の微粒子増加、砂漠化、太陽活動、オゾン増加、火山噴火等。

(4) CO_2 の影響(温室効果)

- ・19世紀末290ppm→現在約340ppm。
- ・ここ30年では毎年約 1.1ppm ずつ増加。
- ・化石燃料の使用と森林の減少による。
- ・大気→海洋→植物圏間の炭素系物質の循環過程の解明、観測網の充実。

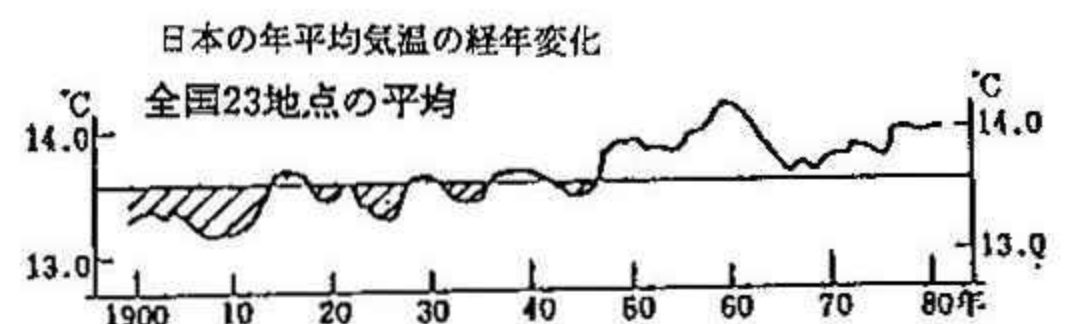
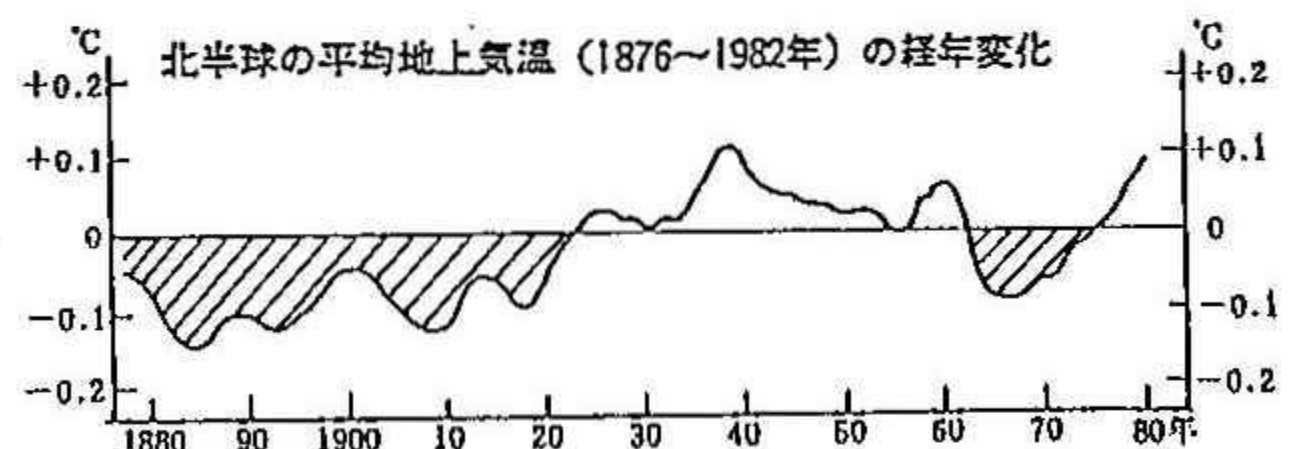
3. 近年の異常気象の実態

(1) 最近10年ぐらいの間の異常気象の出現状況(第1表、第2図参照)。

- ・異常気象は毎年のように発生している。
- ・近年は飛び抜けた異常気象が起こっていることも一つの特徴。
- ・マスコミの発達と異常気象の報道。
- ・社会機構の脆弱性。

第1表 最近(1970～1984年)の主な異常気象

西暦年	日 本	外 国
1970	寒冬、寒春	東欧寒冬
1971	北日本冷夏(冷害)、沖縄猛暑・干ばつ	アルゼンチン豪雨、アマゾン洪水
1972	47.7 豪雨	ソ連、インド、西アフリカなど各国干ばつ
1973	全国的な猛暑・干ばつ	西アフリカ干ばつ
1974	寒冬豪雪	北米霜害、西欧寒波
1975	異常残暑	ソ連暖冬・暖春・猛暑
1976	北・中部日本冷夏・冷害	西ヨーロッパ猛暑・干ばつ
1977	寒冬、冷夏	アメリカ寒冬
1978	猛暑・干ばつ	アメリカ寒冬
1979	暖冬	ソ連干ばつ
1980	冷夏・冷害	アメリカ猛暑、ソ連干ばつ
1981	寒冬豪雪、梅雨寒、早冷、冷害	カナダ暖冬、ソ連干ばつ
1982	長梅雨、冷害	オーストラリア、インドネシア、南アフリカ干ばつ
1983	暖春、梅雨寒、冷害	アメリカ猛暑・干ばつ、南米東南
1984	寒冬、冷春、暑夏	政米寒冬、アフリカ干ばつ



第1図、最近100年位の北半球と日本の気温変化。

(2) 1984年1~7月の世界の異常天候の出現状況
(第3図参照)

- ・日本……大寒冬、冷春、猛暑
- ・アフリカ……干ばつ継続、南アフリカも、
- ・ソ連……(西部)少雪のための寒害、高温干害、
- ・全体としては鎮静化傾向。

(3) 異常気象の原因と考えられるもの(第2表参照)

ア. 偏西風の流れ方の変動

- ・大気中の流れは①東西流型→②南北流型→③ブロッキング型→④東西流型を繰り返す。
- ・異常気象が出現するのは主に②と③の型。①も長期間持続すると、中緯度帯では高温干ばつ、高緯度帯では低温等の異常気象出現も。
- ・結局、同じような型が持続するものが問題。①→②→③→④の変化には種々の時間スケールへの複合して起こることで複雑。
- ・異常高温持続のみとは異常低温出現のおそれ。

イ. 火山噴火(日傘効果)

- ・大噴火のみとは数年に亘って地球の平均気温を0.2~0.5℃下げる。ただし、このために、いつ、どこで、どれだけの気温降下をもたらすかの予測は、現在の科学技術では困難。

ウ. 海面水温の変化

- ・エルニーニョ現象(10年程前から研究活発化)。
- ・暖冬・(北)冷夏、・海況と気象の関係。

エ. 雪氷面積の変化

- ・日射の反射量、大気との熱のやりとり、水循環の変化→気温分布、大気運動、天候の変化。
- ・気象衛星等による資料の充実。

オ. 土壌水分の変化

土壌水分減少→日射の反射量増大→気温降下→下降気流強化→乾燥した天気。

4. 今後の天候の見通しは?

- ・気候変動の多くの要因の複雑な絡み。
- ・物理過程解明の不十分→画一的な予測の困難性。

- ・前回(昭和54年3月)の報告との比較。

- ・今後10数年程度の気候……北半球平均気温、寒暖を繰り返えし下らゆっくり上昇。

日本の平均気温 一部にみられる低温化傾向はしばらく続き、その後全国的に上昇。

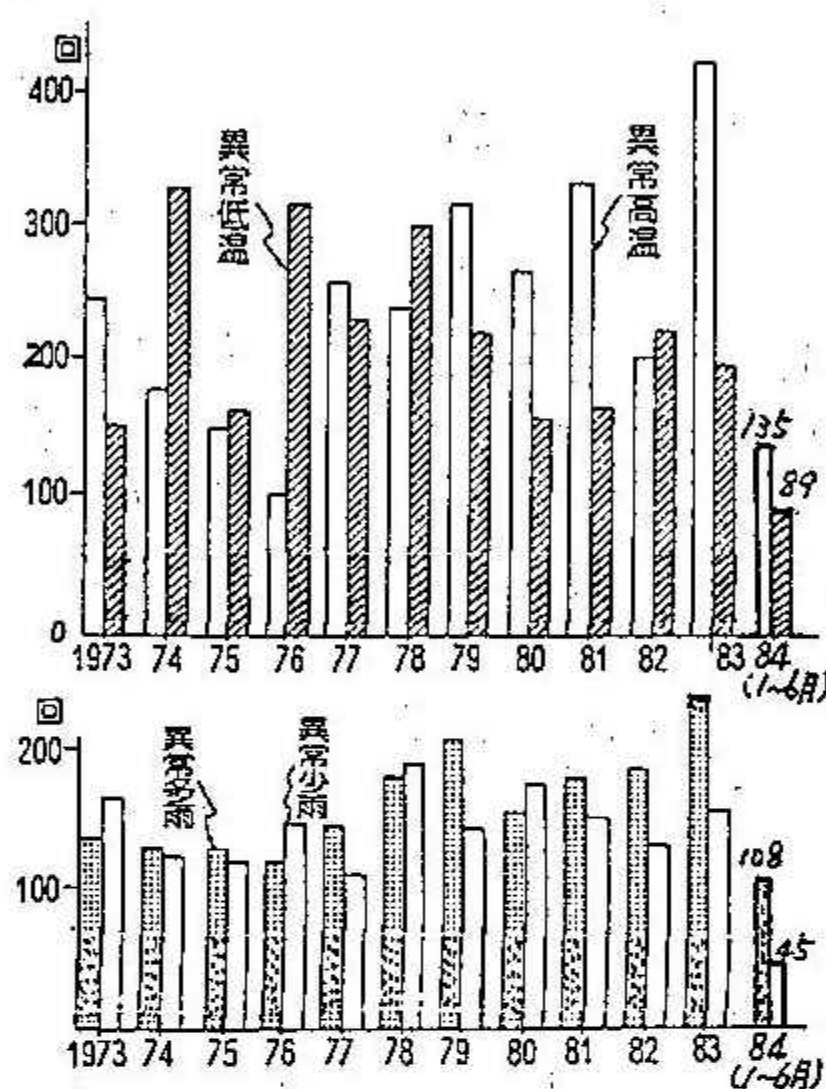
以上は一般的傾向で、年によりまた地域により、上の予測とは違った極端な天候の現われる危険性も。異常気象 年々天候は変動が大きく、異常気象が起こりやすい。

5. どのように対処していったらよい?

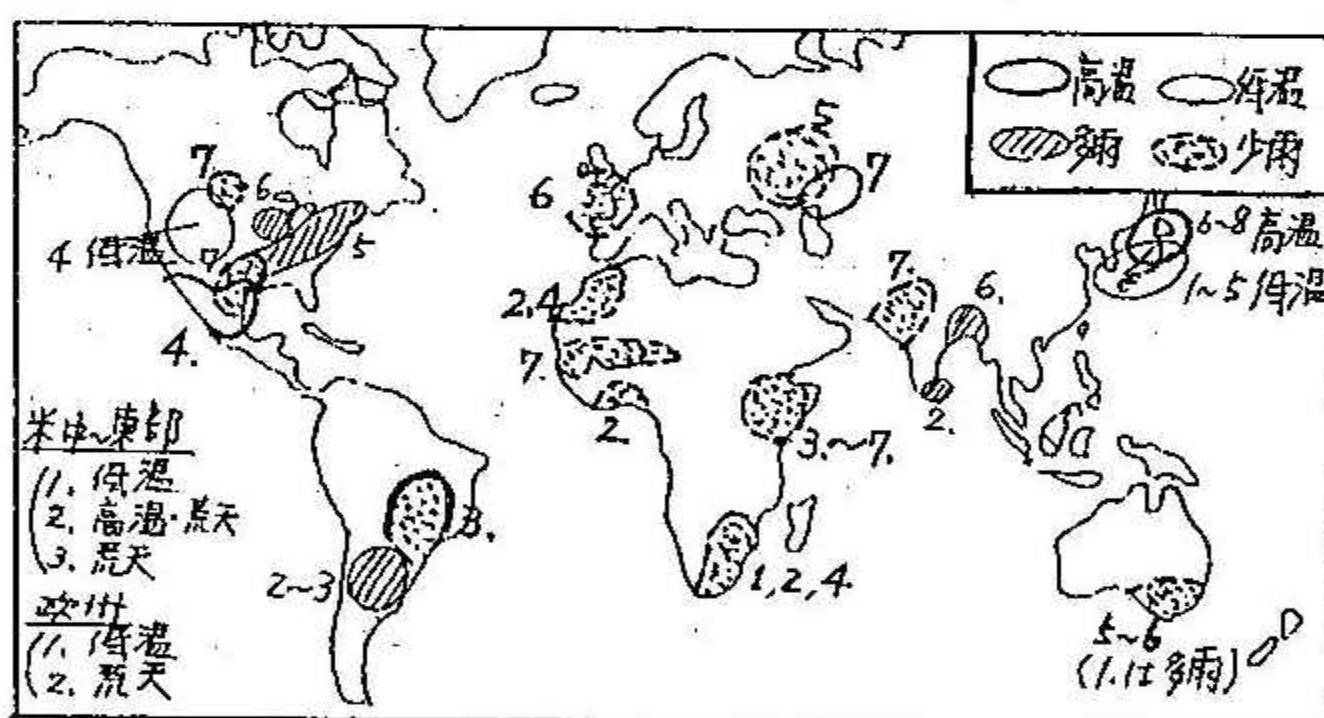
- ・気候と人間活動の相互の関連調査(各産業各地域ごとの調査の必要性)
- ・気候の知識や情報の利用の開発(利用しやすい体制)
- ・日本及び世界の気候の実態監視、資料の整備(利用面、研究面への提供)
- ・気候変動に係わる諸要素の観測、機構の研究解明(→気候変動の予測)
 - 気象衛星等による全球的資料の利用可能に、計算機の性能向上、学問技術の進歩。
 - 国際協力……世界気候研究計画の推進。

第2表 内外の気候専門家(65名)へのアンケート調査による異常気象の原因(多い順)

日本(51名)	外国(14名)
偏西風波動間の相互作用	火山噴火
火山噴火	海面水温の変化
海面水温の変化	雪氷面積の変化
雪氷面積の変化、その他	土壌水分、その他



第2図 近年の北半球における異常天候の出現状況



第3図 本年1~7月の異常天候の出現状況

1. 序

異常気象の発生する機構としていくつかの理由が考えられている。一つは、特に地表面の状態に異常がなくとも地球大気の流れの性質として異常気象がおこりうるというものがある。もう一つは、地表面状態に異常が生じ、その影響で大気の方に異常が出来るというものである。海面水温、積雪域、結氷域、土壤水分等の異常が重視されている。これらの中で比較的研究が多くなされているのが海面水温である。ここでは海面水温の異常に対する大気の影響の立場から、最近の研究の一端を紹介する。

2. 大気と海洋の相互作用

以下の所では海洋が大気に及ぼす影響について述べるが、実際には大気の方も海洋に影響を及ぼしている。図1はこの関係を模式的に示したものである。両者の係りは熱的な面と力学的な面に大別できる。熱的には、海の方が大気より熱的慣性が大いので海の方が主導権を握っている。一方、力学的には大気の方が主導権を握っている。海面近傍の風速に比べて海面流速は小さいため、海面での応力は風速のみによって殆ど決まると考えてよい。この他に降水蒸発過程による塩分濃度変化、海面温度-雲量-放射のリンクも考えられる。

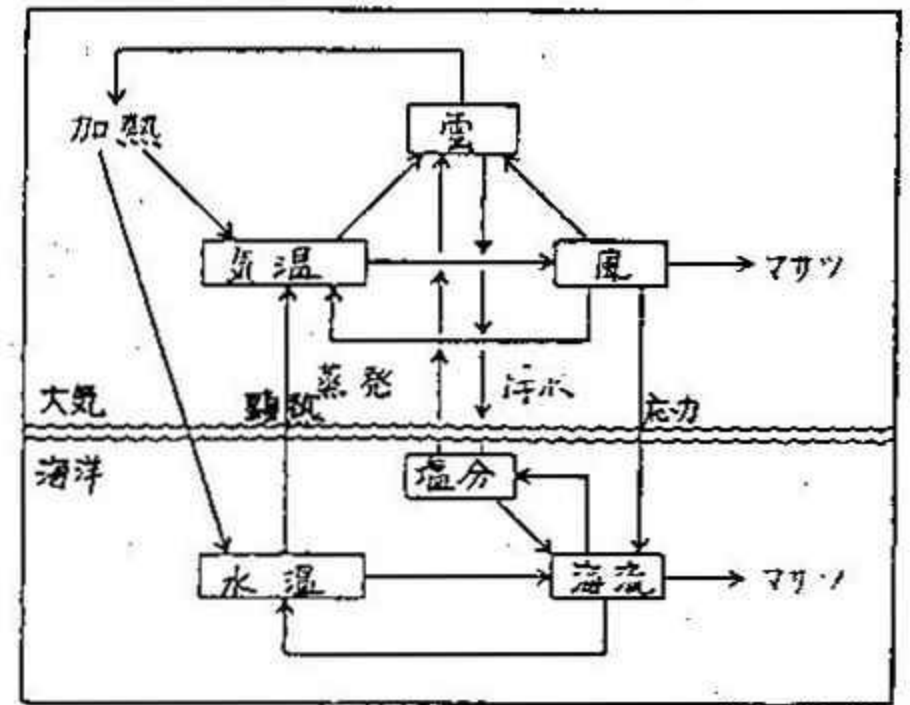


図1: 大気海洋相互作用模式図

3. 低緯度の海面水温異常と中高緯度の海面水温異常

同じ海面水温異常であれば、それが赤道にあろうと中高緯度にあろうと、大気に及ぼす影響は変わりないと思われるかも知れない。しかし両者は異なることが示されている。それは地球が自転しているためである。赤道では、水平面の運動に對して自転の影響は零であるが、緯度が高くなるにつれて増大する。自転の効果が増大すると鉛直方向の流れをおこす作用が働らくからである。

赤道に正の海面水温偏差があるとする。海面からは水蒸気(潜熱)と顕熱が合計に供給される。水蒸気はやがて積雲となり、潜熱(凝結熱)を放出する。このようにして正偏差付近では大気は加熱され、上昇流が作られる。このようにして大気中に惹きおこされる流れは赤道付近ではケルビン波の性格を持ち、東の方に影響が広がる(強制ケルビン波, 図2)。赤道では上昇流を抑止する自転効果が働らかないので上昇流は大きくなる。加熱された所が暖たまり、上昇するので有効位置エネルギーを生成し、それが運動エネルギーに変換されるようになっている。

中緯度に前と同様に正の海面水温偏差がある場合を考える。正偏差域で大気は加熱されるが、中緯度では自転効果のために素直に暖たまって上昇できにくい。その代わりに水平流による寒気移流がおこる。寒気を運んで来て冷やそうとする効果と海面水温による加熱効果とが相殺し、バランスを保とうとする過程が有効に働らく。このような応答では加熱域で必ずしも気温が上昇するとは限らないので有効位置エネルギーは必ずしも増加しない。

低緯度域の海面水温異常が注目を集めているが、その一つの理由は上に述べたように低緯度の海面水温異常の方が有効位置エネルギーを作りやすく、

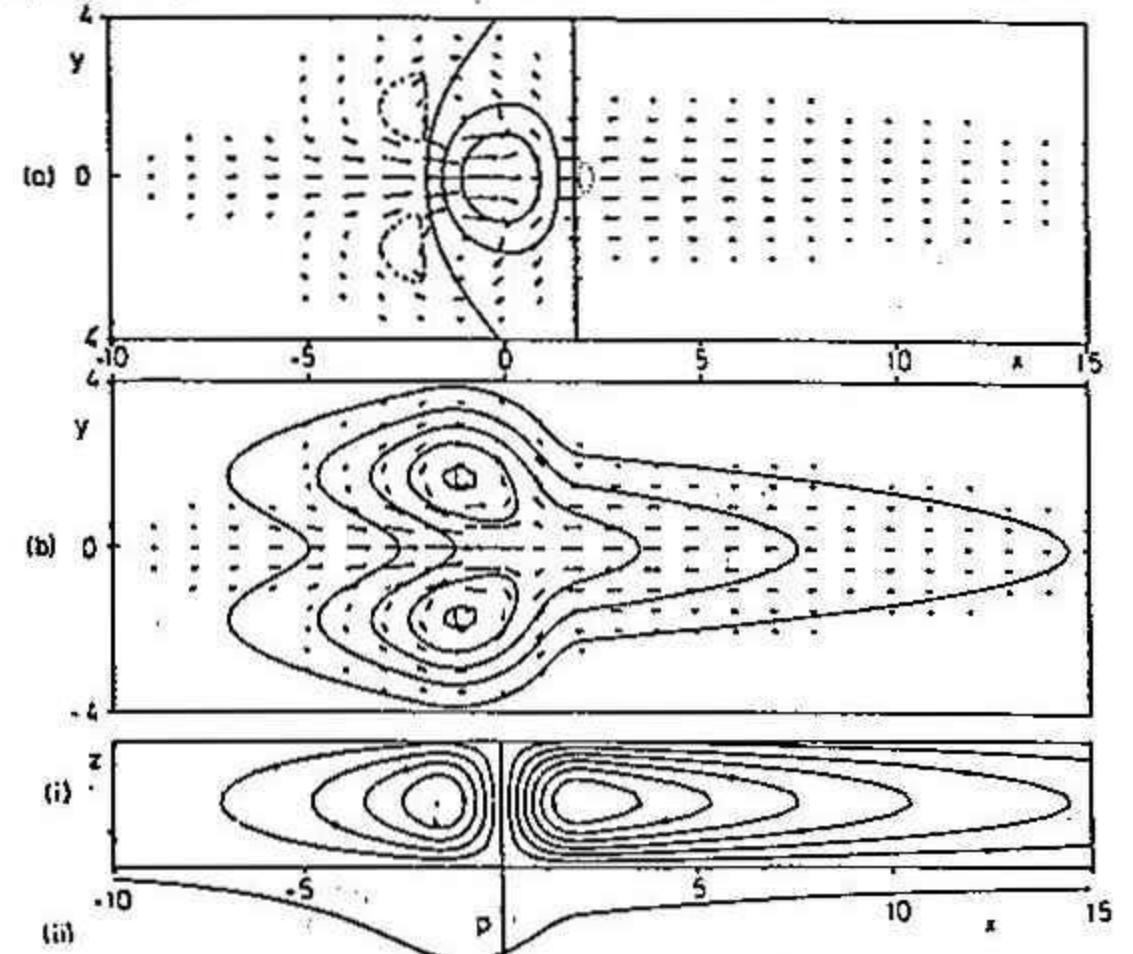


図2: 赤道($y=0$)上に熱源を置いた場合の
(a) 上昇流の等値線と下層風ベクトル
(b) 海面気圧と下層風ベクトル
(c) 南北平均した東西循環と海面気圧
(Gill, 1981)

運動エネルギーも積極的に作る点にあり、大気に大きな応答をひきおこし易いためである。

4. エルニーニョ

エルニーニョは海面水温異常の中で、規模の大きさ(太平洋の東西スケール)、時間スケール(1~1.5年)、大気への影響の大きさの点で最も注目されている現象である。図3はエルニーニョ時の海面水温偏差の分布図である。合成解析のために振幅は平均化されているが、それでも 1°C 以上の正偏差域が赤道東部太平洋上に広がっている。

そもそもエルニーニョは南米西岸沿いに流れるフンボルト海流に、毎年クリスマス頃に熱帯水系の暖水が流入する現象を指す言葉であった。現在ではこの言葉は数年に一度の割合で出現する特に強い海水温上昇で、しかもそれに相前後しておこる広範囲(図3参照)の海面水温異常を含んだ現象を指す科学用語にもなっている。

エルニーニョ時には低緯度では節で述べたような過程で東西鉛直断面内の東西循環に図4のような異常があらわれる。当然海面水温の正偏差域では雨量が増加する。かつてタ

図3: エルニーニョ完熟期の海面水温偏差の合成解析図

ヒチとダーウィンの間の海面気圧差が数年スケールで変動する現象(Southern Oscillation)が知られていたが、これはエルニーニョによって惹き起こされる東西循環の変動により説明されることと判明している。東西循環の下降域にあたるインドではモンスーンの雨が減少したり、モンスーンの入りが遅れることが知られている。同じくオーストラリアでも雨の減少が対応している。

中・高緯度域への影響は赤道の偏東風域がせまる冬期にははっきり見られるようである。冬期はエルニーニョの完熟期に対応している。ビヤクネスはハドレー循

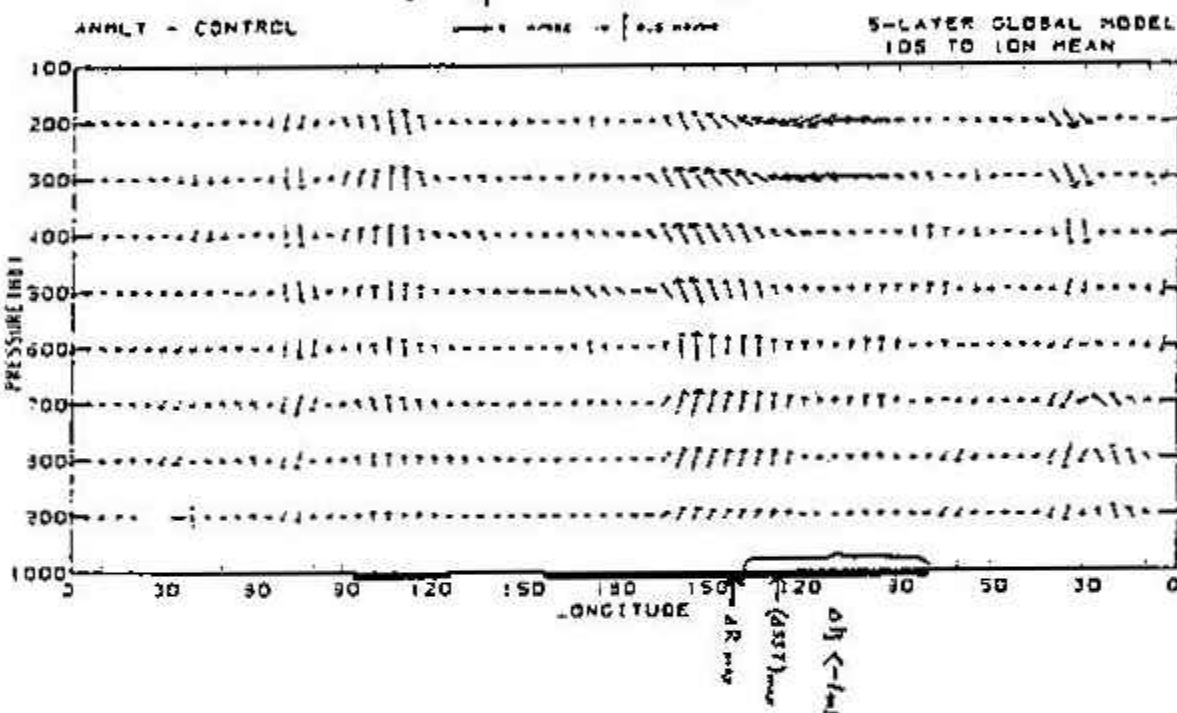


図4: 海面水温正偏差域(実線)と赤道域の東西循環の応答(モデル大気). ΔR_{max} = 雨量偏差最大

環の強まりに対応して亜熱帯高気圧が強まり、西風を強めてトラフを南下させ、アリゾナからアラスカ湾にかけての低気圧を強めると考えた。彼は更に風下効果によって影響が下流にも現れると説明した。このような応答はPNAパターン(図5)と呼ばれているが、現在では停滞ロスビー波の伝播ということと理解されている。57/58, 65/66, 72/73, 76/77, 82/83の冬の偏差パターンには図5の特徴をみることもできる。ある場所の異常が停滞ロスビー波として大気中を伝播し、他の場所に異常を惹き起こすという見方は、異常気象を考えていく上で重要になっている。

エルニーニョの成因は現在まだ決着をみていない問題である。エルニーニョのような時間スケールの長い現象は、長期予報にとって有意義な情報を与えるものであり、長期予報の観点からエルニーニョの重要性の研究が進められている。

5. 中高緯度域の海面水温異常の局所的影響

当日時間があればこの点にも触れたい。



図5: エルニーニョ完熟期の海面気圧偏差模式図。影の所は雨量増加域

北太平洋北部海域の海洋学的特色

福岡 二郎 (北海道大学水産学部)

1. 序. わが国の海洋学の発展の歴史をたどってみると, 北太平洋北部海域のもつ重要性がかなり強く指摘されている。親潮という栄養分の多い海流に支配されている水域は, 漁業生物の宝庫といわれてきた。その為, 第1の契機として, 明治時代から, 漁業基本調査と名付け, 沿岸漁業資源に対し, 海の状態がどう関連をもつかの調査が必要かくべからざるものとされてきた。その2は, 古くから東北地方, 北海道に頻発した冷害の問題である。これに対し北の海の影響が濃いと見て, 凶作は海から (須田皖次博士) という考えにもとづく海洋の調査研究が実施された。しかし, 最近の気象学, 海洋学の発展は, 地球流体力学として, 海洋と大気を一つの系として考える方向をたどっている。例えば El Niño の問題などもこのような過程で調査が進んでいる。ここで述べることは北太平洋北部海域の特徴を, 北大西洋と比較して把握し, これが気象とどう関連するかの材料に供したいという意図である。

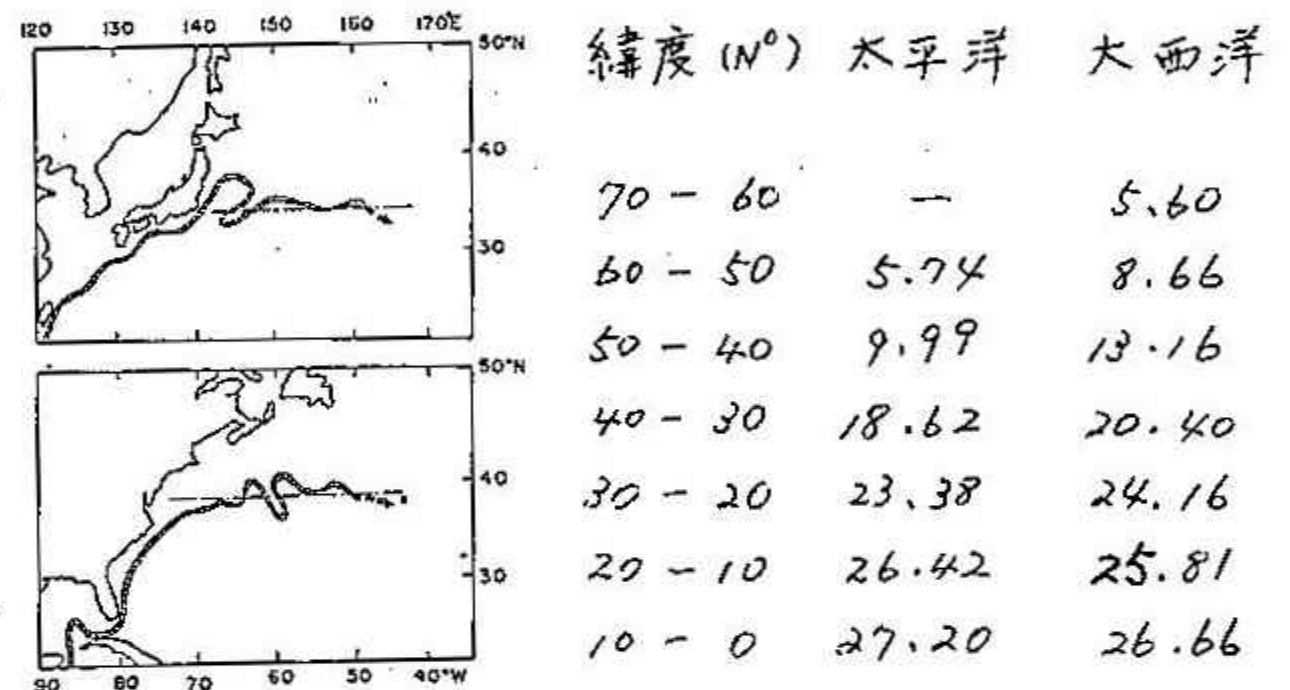
2. 北太平洋の水温特性
世界の大洋の中で, その大きさからみても太平洋と大西洋は代表的な海といえる。黒潮や湾流といえば, これ又世界の代表的な海流である。ところが水温に関していえば, 同じ緯度では 20°N より南は太平洋の水温が高く, これより北では逆に太平洋の水温が低い。(1表参照) ここで 20°N より北の問題について述べてい

3. 黒潮流域の海洋構造
わが国の東方海上へ黒潮が流れ去っていることはよく知られている。こうした黒潮の径路を模式的に示すと1図のようになる。尚参考の為, 湾流の続流部の位置も示しておいた。これから黒潮の位置は湾流のそれより緯度で数度南にかたよっていることが判る。この点について風系分布とのかゝりありを考えてみる。(スライド参照)

次に黒潮流域での南北に横切る水温断面を作ってみた。ほど 36°N 付近に著しい水温傾度が見られる。これは塩分の分布についても同じ傾向をもつ。(スライド参照) ところが, 湾流流域で同じような断面をつくってみると, 水温と塩分の値は黒潮域と比較してかなり高くなっている。(スライド参照) 北太平洋域の水温が低いことは2表を参考にしてほしい。何故この海域はこうも水温が低くならなければならないか? これを論ずるには, 水塊という考え方にふれておきたい。これは水温と塩分で水の状態を平面上に示すものである。(スライド参照) これで見ると, 北太平洋では低温, 低塩分の水塊の存在が指摘出来るが, 北大西洋ではこうした水塊の存在は, はるかに北に偏っている。(スライド参照) こうした状態をひきおこす原因の一つは冬の状態の差が考えられる。北太平洋北部では深さ 100 m から 200 m に塩分のジヤンプする層が見られるが, これがそのまま密度の分布につながっている。ところが北大西洋で

1図 黒潮流経路

1表 表面水温



(川合英夫による)

2表 1000mまでの平均水温

太平洋						
E/N	35°	36	37	38	39	40
144	12.68	4.19	4.60	6.91	3.76	3.13
151		10.68	6.03	5.84	5.75	4.14
155	7.77	8.39	8.04	7.81	6.88	7.68
大西洋						
W						

64	31	13.90	9.67	15.74	15.61	7.35	7.08
62	29		14.20	16.48	16.64	15.24	11.24
56	30		16.12	13.71	14.55	14.44	9.93

次に黒潮流域での南北に横切る水温断面を作ってみた。ほど 36°N 付近に著しい水温傾度が見られる。これは塩分の分布についても同じ傾向をもつ。(スライド参照) ところが, 湾流流域で同じような断面をつくってみると, 水温と塩分の値は黒潮域と比較してかなり高くなっている。(スライド参照) 北太平洋域の水温が低いことは2表を参考にしてほしい。何故この海域はこうも水温が低くならなければならないか? これを論ずるには, 水塊という考え方にふれておきたい。これは水温と塩分で水の状態を平面上に示すものである。(スライド参照) これで見ると, 北太平洋では低温, 低塩分の水塊の存在が指摘出来るが, 北大西洋ではこうした水塊の存在は, はるかに北に偏っている。(スライド参照) こうした状態をひきおこす原因の一つは冬の状態の差が考えられる。北太平洋北部では深さ 100 m から 200 m に塩分のジヤンプする層が見られるが, これがそのまま密度の分布につながっている。ところが北大西洋で

はこうしたジャンプが殆ど見当らない。(2図) こうした分布は夏になると変ってくるが、表面の水温は上昇し、塩分は下降する。この結果表面と下層との密度差はさうに著しくなり渦伝導による熱のつたわり方は効果的ではない。又100mと200mの密度差も依然としてある為、ここでも水はまじりにくい。そこで100m付近の低水温はそのまゝ維持されることになる。ところが北大西洋の場合は表面と下層の密度差は太平洋程著しくない。当然熱のつたわり方は北太平洋より効果的で、その為極端な下層の低温はあらわれない。

4. 北太平洋の中層水

北太平洋の中層水の生成については現在のところ種々の説がある。しかしながら低塩分水が、かわりをしていることは、誰も否定していない。又これ迄のべた水温極小のある中層の影響もある程度うけている。では実際にこうした中層水の動きにわけわけは目を光らせているかといえ、かならずしもやっているとはいえない。しかし少しづつではあるが判明している。わけわけのやっている仕事の一部を紹介すると房総沖での長期間の測流結果がそれである。(スライド参照) これから1000m位の深さでは南向きの流れの卓越がうかがわれる。このような測流は今後も続けるべく計画中で、今年は親潮域の調査として襟裳岬沖合に設置することになっている。

これに対し北大西洋の中層水は地中海から流出する水の影響を受け、この為北大西洋の中緯度の測流結果からみても北向きの流がしばしば観測されている。こうした点についてはまだ十分な調査ではないが北太平洋と北大西洋の中層に及ぼす水の起源とその方向にまったく異った条件があることを指摘しておく。

5. 何故北太平洋北部の塩分はうすいか?

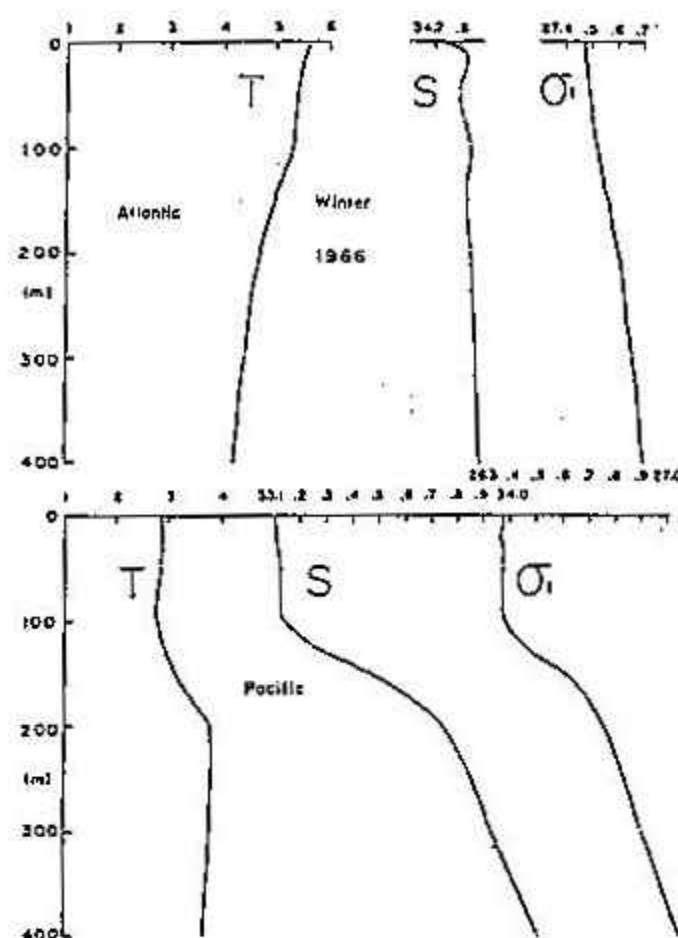
これを説明するには北太平洋と北大西洋の大きな塩分分布をのぞいておく。いずれも深さ1000m位迄を平均した塩分と考える。 (3図) 太平洋の場合 北に向、て塩分が減少し、大西洋では増加することになる。こうなる原因には二つある。一つは前にも述べた大西洋に対する地中海水の影響である。もう一つは蒸発量と降水量の差が両洋で異なることである。これ迄の調査では北太平洋北部も北大西洋北部も降水量は年間100cm位と考えられる。これに対し推定される蒸発量は北大西洋では年間80cm前後で降水量とほぼ等しい。しかし北太平洋では40cm位で大西洋の半分である。このことは正味の淡水の供給が北大西洋北部ではほとんどないが、北太平洋ではかなりあることになる。北太平洋の蒸発量が少ないことは凡が北大西洋よりも弱く且つ水温が低いことにかゝりありをもち。

とすると北太平洋北部の低塩分水の生成も黒潮循環系とのかゝりあり、ひいては大気大循環にもつながってくる。

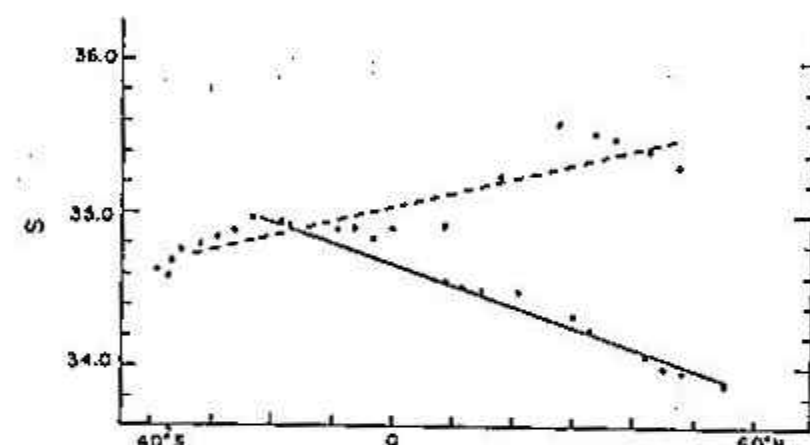
6. 北太平洋北部の海洋構造が生物生産に適していること

北大西洋と比較して北太平洋北部の密度のジャンプしている層は浅く著しい。このことは既に表層近くの低塩分層の生成によるものとしてののだが、これは基本的には基礎生産に対し好条件である。この好条件をもたらすものは、私の考えでは、海洋大循環、大気大循環につながっている北太平洋の自然条件にあると思う。わけわけの面している海、北太平洋は中層ではかなりの低温の海である。これはある意味ではフリーザーの役目を果たす。と同時に漁場としての基本的な長所をもっている海だということも忘れてはいけぬ。

2図 冬の水温、塩分、密度



3図 平均塩分分布 --- 大西洋 ——— 太平洋



VI 第3回夏季講座「新しい気象」のお知らせ

昨年に引き続き、3回目の夏季講座「新しい気象」を下記の要領で開催します。

主 催 : 日本気象学会北海道支部、札幌市青少年科学館
期 日 : 昭和60年8月1・2日(木・金) 10時～15時
対 象 : 小・中・高の理科担当教諭・気象に興味のある一般市民(高校生以上)
受講料 : 400円程度
場 所 : 札幌市青少年科学館
申込先 : 札幌市白石区厚別中央1-5 札幌市青少年科学館内「新しい気象」教室係
TEL 011-892-5001
申込締切 : 昭和60年7月15日
申込方法 : 電話またはハガキ
定 員 : 45名

◎内容要旨

1. 身近な気象現象：8月1日午前

菊地 勝弘(北海道大学理学部)

この講座の第1回目では「雲の生成」をとりあげ、昨年の2回目は「南極・北極の降雪現象」について講義した。気象学の内で、雲、雨、雪等といった降水現象を取り扱う分野を「雲物理学((Cloud Physics))」と言うが、別の言葉を借りれば「雨冠の気象学」ともいえる。従って、これまでに、雨冠の気象学の内の、雲と雪について話したことになる。第3回目の今年は、霧を身近な気象現象の一つとして取り上げる予定である。

特に、北海道太平洋岸の6月から8月にかけて発生する海霧は、極端な日照不足と視程障害をもたらす。この海霧は、北太平洋上および北海道沿岸部で発生し、南東寄りの風によって移流してくるので移流霧(Advection Fog)とも呼ばれている。

今回は、霧の一般的な性質の他、この海霧に対するこれまでの研究の歴史、最近の研究結果、そして我々の研究室が過去に行った海霧の人工消散実験について、スライドや16ミリ映画で紹介する。

2. 地上および高層天気図の書き方と読み方：8月1日午後

菊地 弘明(札幌管区気象台予報課)

地上天気図上に現われる高気圧や低気圧は上空の大気の流れと密接に関連している。

われわれが住んでいる中緯度帯での上空の流れは、蛇行しながら西から東に向う流れとなっており、このような流れを気象学では偏西風波動と言っている。実は、地上の高気圧や低気圧はこの波動の峰や

谷と関連して強まったり弱まったりしているのである。

ここでは、地上天気図と上空約3000m(700mb)の天気図を実際に描き、上空の峰や谷と地上の高気圧・低気圧との対応、上空の温度分布と地上の前線との関係、および低気圧の発生から発達、衰弱に至る過程を見ることにする。

3. 気象情報の解釈と使い方：8月2日午前

串崎 利兵衛（元札幌市青少年科学館）

わたくしたちは、日常茶の間に、あるいは車の中で、テレビ、新聞、ラジオなどを通して多くの気象情報に接しています。これらを利用する特別にうまい方法があるわけではありません。このように公表される気象情報を、専門家の立場ではどう見ているのか、といったことを述べ、あわせて天気予報が作られる過程とか、気象の本質といったことにも触れてみたいと思います。こういった側面を少しでも理解していただくことが、情報をより良く利用することに通じるでしょう。

4. 学校における気象教育の問題（討論会）：8月2日午後

現在の学校教育において、気象関係のカリキュラム・教科書・教材・指導方法などについて、教育現場の先生方は色々苦勞しておられるようです。このような問題点・実践例・試行例などを提示していただき、より改善するための一助となるような自由討論の場を持ちたいと考えています。日頃、疑問に思っている事などについて率直に話し合ってみてはいかがでしょうか。

VII 役員会報告

1. 昭和59年度第1回理事会 59年6月5日、於札幌管区气象台

(1) 出席者：駒林・孫野・小林・菊地・鈴置・伊藤（遠藤・松村・好本・谷口）

(2) 議 事

ア. 第14期支部理事選挙開票結果が選挙管理委員会により報告された。

イ. 理事の互選により駒林理事が新支部長に、小林・鈴置・伊藤の三理事が常任理事と決まった。

ウ. 新支部長あいさつの後、支部長より幹事4名（遠藤・松村・好本・谷口）の指名があり、幹事長に遠藤幹事が任命された。

エ. 理事、幹事の業務分担が次のように決定した。

理事 講演企画：鈴置理事、支部だより編集：伊藤理事、会計監査：小林理事

幹事 総括企画：遠藤幹事長、庶務会計：松村・好本幹事、支部だより：谷口幹事

全国理事：駒林支部長、菊地理事

オ. 58年度事業報告、会計報告が遠藤・松村幹事によりなされ、つづいて会計監査報告が小林理事によってなされ、これが承認された。

カ. 59年度事業計画と予算案が審議され次のことが決まった。

①支部研究発表会を例年通り年2回行い第1回目は6月13日の総会にひきつづいて北大理学部で行う。第2回目は道央地区研究会の直後に行う。

②地方講演会を今秋札幌で行い、テーマは「最近の異常気象について」とし、講師は中央から招待も可と決めた。

③夏季講座を第1回と同様に札幌市青少年科学館と共催で8月1・2日に行う。講師は、菊地（北大理）、福谷（札幌大）、小林（俊）（北大低）、串崎（科学館）と決まった。

④支部だよりの内容について審議され、最新情報の伝達を目的として、今年より6月下旬に発行することが再確認された。

⑤菊地理事より全国理事会の報告があった。

2. 昭和59年度第2回理事会 昭和59年8月3日、於札幌管区气象台

(1) 出席者：駒林・鈴置・伊藤（遠藤・松村・好本・谷口）

(2) 議 事

ア. 第2回夏季講座の実施結果が報告された。

イ. 地方講演会の実行案が審議され、日時、会場、テーマ、講師及び予算経費等が決定された。結果は別記（p65, pp. 68-76.）の通りであるので省略する。

3. 昭和60年度第1回理事会 60年4月24日 於札幌管区气象台

(1) 出席者：駒林・小林・菊地・小嶋・伊藤（遠藤・松村・三浦・好本・谷口）

(2) 議 事

ア. 転出・移動にともなう役員の欠員に対する補充が行われた。鈴置前常任理事の後任に小嶋札幌管区气象台技術部長が理事会の推薦により決定した。松村前幹事の後任に、三浦同台調査課調査官が支部長の指名により過日任命された旨の報告があった。

イ. 59年度事業報告、会計報告が遠藤幹事及び松村前幹事によってなされ、会計監査報告が小林理事によって行われ、これが承認された。

ウ. 60年度事業計画案と予算案が審議され次のことが決定された。

①60年度の総会を6月10日、北大理学部にて行う。

②支部研究発表会を例年通り年2回行い、第1回目は総会にひきつづき、また第2回目は道央地区研究会の直後に行う。

③地方講演会は旭川市において、同地域の気象に関係したテーマで行う。講師は旭川地台。北教大（旭）及び北大から予定し、詳細な実行案については講演担当理事が中心となって進め、これを第2回理事会で審議することが決まった。

④第3回夏季講座について共催の科学館側の意見が報告され、これを参考として講演担当理事、幹事及び科学館側の協議によって進めることが承認された。

⑤支部だよりの予定内容について審議され、6月下旬に発行することが確認された。

⑥理事会は例年通り年3回行い、第3回目は61年3月上旬とし、年度末をさけることに決った。

X 事 務 局 よ り

1. 当号より、会員名簿は6月1日現在のものを載せました。名簿は会員相互の連絡や本部からの交付金の算出の基礎となるので、脱落や誤字がないよう努力しております。名簿を完全なものとするため、転勤・転居された会員は滞りなく支部事務局へお知らせ下さい。名簿に誤字や読み方の誤りがある場合も御面倒でしょうがお知らせ下さい。下記の用紙又は葉書に書いてお送り下さい。
2. 昭和61年度の支部総会（昭和61年6月の予定）に出席できない方は、下記の委任状に記名・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（札幌管区气象台・調査課内）へお送り下さい。葉書に書いても結構です。

----- 切り取り線 -----

所属（住所）変更届

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

----- 切り取り線 -----

日本気象学会北海道支部事務局 御中

昭和61年度支部総会 委任状

○ 総会の議決に関し、下記出席会員に委任します。

出席会員名：

所属又は住所：

氏 名：



—北海道支部だより No. 31—

昭和60年6月30日 印刷

昭和60年7月10日 発行

編集発行 日本気象学会北海道支部

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411

印刷所 札幌市西区曙2条5丁目
高速印刷センター
TEL 683-2231

(非売品)

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

必ず事務局指定のB4版、2,000字詰(40×50)原稿用紙を使用する。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支部だよりに印刷する。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(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)

本文の文字はまず目一杯の大きさに記入する。タイプ打ちの場合はまず目や行にとらわれなくて良い。和文タイプやワープロによる印字を歓迎します。

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。

(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づらくな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。