

—発表会要旨②—

平成2年度第1回支部研究発表会要旨

日時：平成2年6月19日(火)

場所：北海道大学理学部3号館地球物理学教室
3-401 講義室

1. グリーンランドで観測された雪結晶内の個体粒子 (序報)	46
道教大・旭川	○桜井 兼市
北大・理	菊地 勝弘
〃	播磨屋敏生
〃	上田 博
〃	谷口 恭
2. 孤立したエコーに見られる地形の効果について	48
北大・理	○高橋 暢宏
〃	上田 博
〃	菊地 勝弘
3. 気圧場から見た寿都の風	50
札幌・予報課	豊田 威信
4. ハローの発生機構の実験的研究	52
北大・低温研	○古川 義純
5. 層積雲の雲頂構造——WCRP 航空機観測——	54
北大・理	○青山 隆
〃	菊地 勝弘
〃	谷口 恭
6. 1990年3月の高温について	56
札幌・予報課	石原 洋
7. 北海道羊蹄山周辺のドップラーレーダーによる降雨システムの観測	58
北大・環境研	○小泉 直子
北大・理	上田 博
〃	菊地 勝弘
〃	谷口 恭
〃	岩波 越
〃	城岡 竜一
8. 冬の孤立峰の周りのエコー特性 (烏海山を例として)	60
北大・低温所	○藤吉 康志
〃	坪木 和久
〃	佐藤 晋介
〃	大井 正行
〃	若濱 五郎

1 グリーンランドで観測された雪結晶内の 個体粒子 (序報)

北教大旭川 桜井兼市
北大理 菊地勝弘・播磨屋敏生・上田 博・谷口 恭

1. はじめに

低温型雪結晶が南極で見い出されて以来、その形成過程について種々論じられてきた。そしてこの結晶の形成に重要な役割を果たす氷晶核について、その大きさ、組成及び温度特性について観測、実験等がなされ、低温型雪結晶の形成に雲粒の凍結が重要な役割をはたすことが分かってきた。氷晶核には多様な物質が関係しており、なお多くの試料によって確かめられるべきであろう。この観測点から1989年12月19日から1990年1月22日までグリーンランドのゴットホープ (64° 11' N, 51° 45' W) 及びゴットハウ (69° 19' N, 53° 33' W) で低温型雪結晶及び極域エアロゾルの観測が行われた。今回の報告はこの内雪結晶の中心部に存在する個体粒子を走査型電子顕微鏡 (SEM) とエネルギー分散型X線マイクロアナライザー (EDX) によって解析がなされたものである。

2. 試料の作成と分析

グリーンランドで採取された降雪粒子は低温型雪結晶のほかには樹枝状結晶、角柱、アラレ等である。そしてそれらの電顕用試料は次のようにして作成された。

- 1) 電顕用試料台及びフィルムの上に 0.5% レプリカ液を用いて降雪粒子のレプリカを作成
- 2) 上記のフィルムは約5×5mmに切断され電顕用試料台に固定
- 3) 両者ともカーボンが蒸着されSEM, EDXに装着された

EDXで氷晶核の組成を分析する際、粒子が1μm以下のものではその分析の精度が悪化するため今回の報告では約1μm以上の粒子のみを対象とした。又EDXでは原子番号11 (Na) より重い元素が検出可能である。見つけ出された氷晶核はレプリカ膜に覆われている。従ってレプリカ溶液中に含まれる塩素がEDX・ディスプレイに大きなピークとして現れる。今回の報告では海塩粒子を判定するにはNaの存在をもって海塩粒子とした。

3. 結果

採取された結晶型の中から代表的な例を示す。写真1は角柱結晶である。角柱内部の中央上部に氷晶核が見い出される。この粒子の大きさは4.6μmであり、EDXによる分析では粒子中に含まれる元素は Si, Caであった。

低温型雪結晶の形成に重要な役割をしていると思われる雲粒は直接採取されていないが、アラレを作っている凍結氷粒中の個体粒子から氷晶核を推定することが出来る。

写真2は凍結氷粒の一例である。氷粒の大きさは50~60μmであり、その内部にある個体粒子の大きさは2.2μmであった。EDX解析では Si, Feが見い出された。低温型雪結晶の例を写真3・4に示す。写真3で見られる雪結晶はX型をしており、その中心部分には三種類の個体粒子が見い出された。それぞれに共通しているのはSiである。又写真一番下の粒子中にはNa, Mg, Caといった海塩起源と思われるものもある。典型的な低温型雪結晶 "Sea gull" 型の結晶は写真4である。その中央部分にある個体粒子はSとCaから成っている。

以上の解析を表にしたのが表1である。

(表 1)

	Size range (μm)	Mean diameter (μm)	Elements
Dendrite & Column	1.7-11.5	4.4	Al, Si, K, Ca
Graupel	1.3-8.3	3.5	Na, Mg, Si, K, Ca, Fe
Sea-Gull	0.8-6.9	2.9	Na, Mg, Al, Si, S, K, Ca

雪結晶に含まれる個体粒子の平均の大きさは2.9-4.4μmであるが、これはSEM, EDXの解析の精度に依存するので、より多くの試料について検討しなければならないであろう。粒子中に含まれる元素については普通にみられる雪結晶 (樹枝、角柱等) では土壌粒子に含まれるSiを主成分としている。一方アラレ及び低温型雪結晶中の個体粒子では海塩起源の粒子と土壌粒子が混在している場合がある。

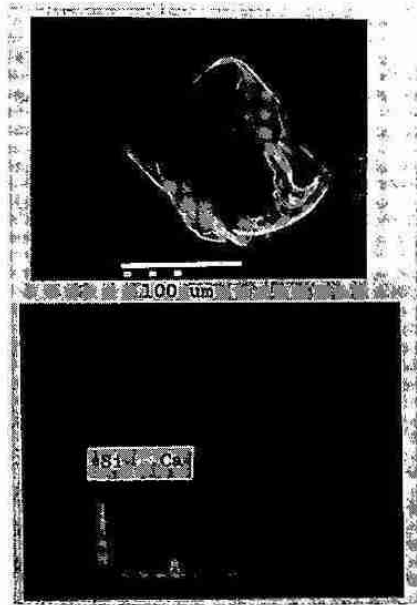


写真1

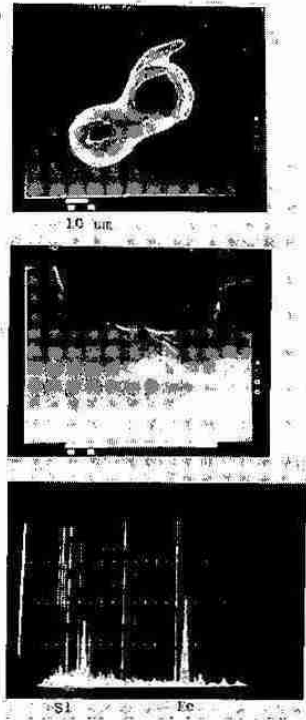


写真2

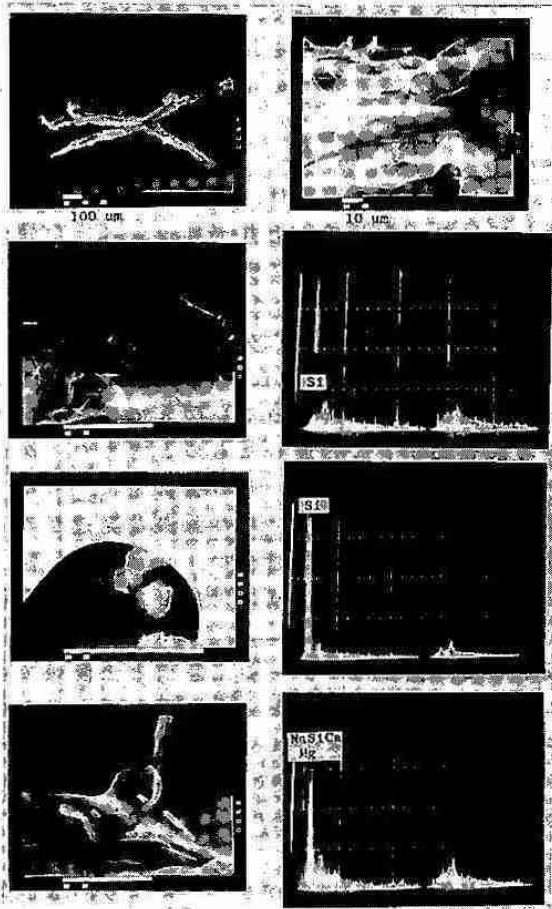


写真3

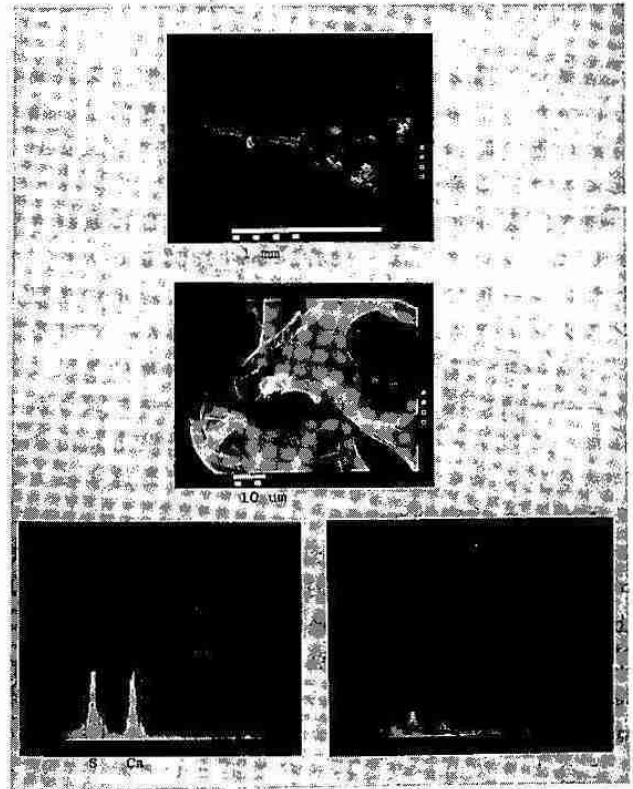


写真4

2 孤立したエコーにみられる地形の効果について

北大・理 高橋暢宏・上田 博・菊地勝弘

<はじめに> 梅雨期に、九州地方などで頻繁に発生する集中豪雨をもたらす大きな要因として、積乱雲の集合体であるクラウドクラスターの存在が考えられる。しかし、それとともに山岳地帯の多い日本では、地形の効果も考慮しなければならない要素である。

そこで、地形が、クラウドクラスターを形成するような個々の対流雲に、どのような影響を与えるかを見るために、1988年7月に長崎県西海町で行なった北大理学部ドップラーレーダーを用いた観測から得られたデータを使って解析を行なった。

今回は、クラウドクラスターを構成する対流雲ではなく、地形の効果が見やすい孤立した2つのそれぞれ違った経路をたどった対流性エコーを対象とした。それらは、ほぼ同じ成層状態の時に海上で発生し、一方は起伏の富んだ地形の地域を通過し、もう一方は比較的平坦な地域を通過した。

<解析方法> 解析の主眼はエコーの発達に対して、エコーが上陸することや山岳域にぶつかることが、どの様に影響するかに着目した。そこで、それぞれのエコーのエコー頂の変化とRH1のドップラー速度から求めた内部気流系に注目して解析を行い、また、気象研究所のドップラーレーダーとの2台のドップラーレーダー(デュアル)による水平風の解析も行なった。

図1に九州北西部、長崎県付近の地図を示す。地形を200m毎の等高線で示している。北大理学部レーダー(図ではKOKUZU-SAN RADAR)は標高306mの虚空蔵山頂に設置され、実線の円でその60kmレンジを示している。また図中MRI RADARと示したのは同時期に観測をしていた気象研究所のレーダーの位置で、破線の円でその60kmのレンジを示している。両者のレンジの重なる部分で、デュアルの解析を行なった。図中の2本の折れ線が、今回対象にした降水エコーのたどった経路を示しており、両者とも海上で発生したが、7月14日のケースは上陸後比較的平坦なところを進んだのに対して7月15日のケースでは西彼杵半島の山岳域や多良岳付近を通過した。

<結果> 図2に14日と15日の09時の地上天気図を示す。両日とも梅雨前線は、朝鮮半島から中国地方にかかっており、九州地方は太平洋高気圧の縁に位置していた。そして、それぞれのエコーの発生時刻に近い時刻の福江におけるサウンディングでも、両日ともほぼ同じような成層状態であり、同程度にエコーの発達が期待できた。

図3、図4にそれぞれ7月14日、15日に観測された2km高度のエコーの約15分ごとの移り変わりを示した。コンターは、18dBZから6dBZ毎であり、右側に示した数字は18dBZ, 27dBZ(括弧内)を閾値としたエコー頂である。エコー頂の時間変化に注目すると径路上に大きな起伏のない図3では、ほぼコンスタントなエコー頂の増加がみられた。これを地形の効果を受けずに発達したものと考えた。次に図4のエコーを見ると、エコーは上陸時に急激に発達(10:31~10:47 JST)し、その後は逆に、しばらくエコー頂の増加が止まったが、多良岳にぶつかる時(11:17~11:31 JST)に再び急激な発達がみられた。このケース(図4)のように径路上に山や丘陵等の大きな起伏がある場合に、エコーは、図3に見られる様な地形の影響を受けずに発達する大きさを差し引いても、山岳域に対応して急激な発達を示すことが分かった。

また、図5にRH1のドップラー速度から2次元性を仮定して、図4のエコーの上陸前と上陸後でのエコーの進行方向に相対的な内部気流系を求め、それに反射強度のコンターを重ねて示した。図5の上段が上陸前、下段が上陸して急激に発達した後エコー頂の増加が止まっていたときのものである。上陸後のエコーでは反射強度の強い領域に対応して大きな下降流の存在があり、この事はエコー頂の増加を抑えていたと考えられる。図には示さないが、図3のエコーは上陸後も反射強度の強い領域では上昇気流が支配していた。

このような山岳の直接的な効果として考えられるのは、山が気流をせき止めることにより、強制的に上昇流を引き起こすことである。そこで、7月15日のエコーが多良岳に達したときの水平風の場合を気象研究所のドップラーレーダーのデータを使ってデュアルの解析を行って求めた。その結果、1kmの高度で多良岳付近では、山を回り込むようなセンスと山頂付近での収束がやや見られた。また、

2km, 3km の高度では山の影響による気流の変化は、明確には見られなかった。

<まとめ> 梅雨期の九州西岸で、ほぼ同じ状況で発生した、2つの孤立したエコーの比較から、山岳域を通過したエコーは、そこに対応して急激に発達し、そのライフサイクルを早めることが分かった。そして、エコーが山岳域で急激な発達した後は、下降流が現われた。

この急激な発達の、直接的な原因としては、山が気流をせき止める効果が考えられる。そこで、デュアルの解析を行った結果、高度 1km の下層でややそのような傾向が見られたが、2, 3km の高度では明確には現われなかった。

今後、解析例を増やすことにより、地形の効果がエコーに与える影響を、より明確にすることと、定量的な見直しをする事が必要である。

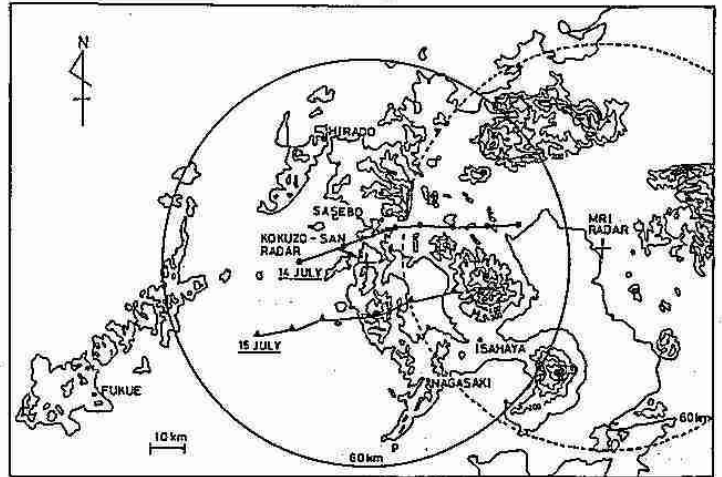


図 1

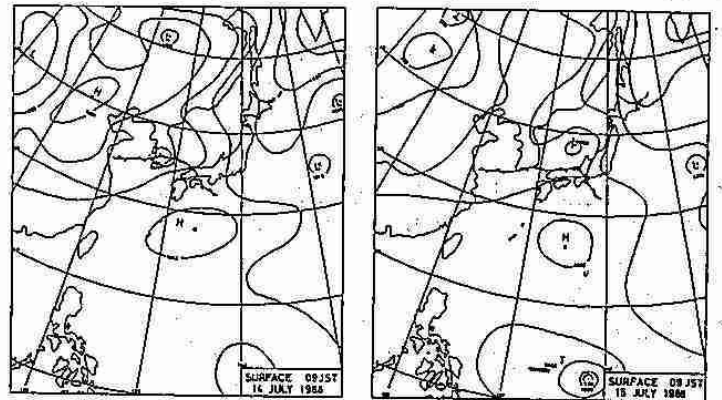


図 2

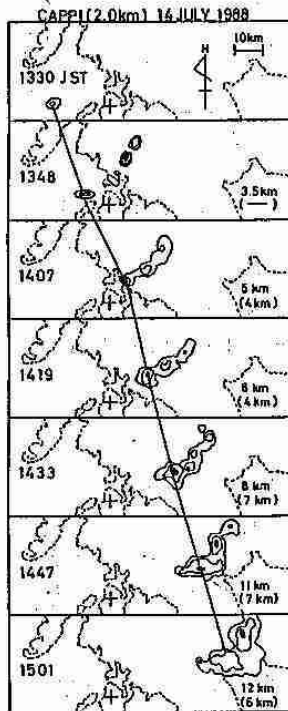


図 3

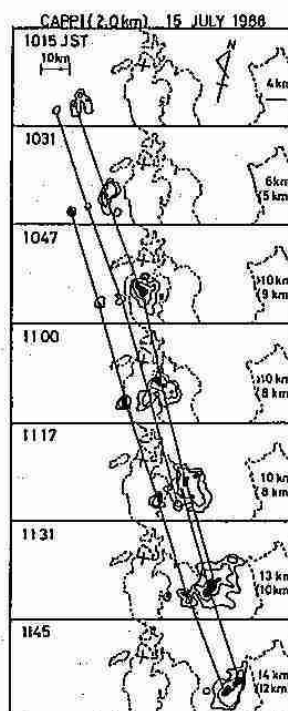


図 4

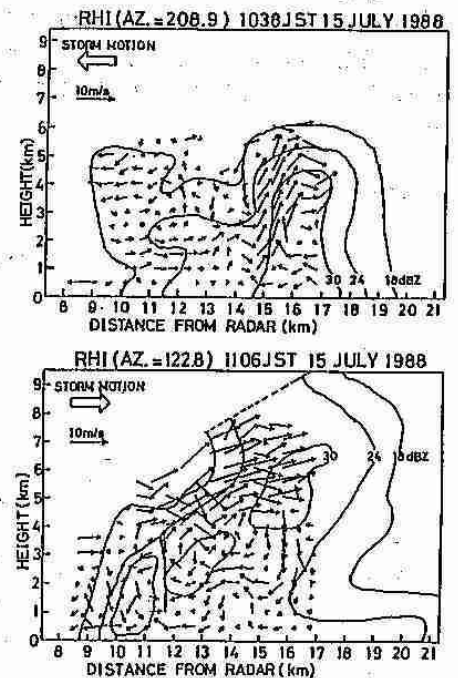


図 5

3 気圧場からみた寿都の風

札幌管区气象台 豊田 威 信

1. はじめに

寿都地方のだし風の実体を把握する目的で1989年5月12日～8月10日にかけて、だし風の吹走経路にあたる7地点にアネロイド自記気圧計(週巻)を設置して観測を行い解析を行った。その結果をもとにだし風の要因の推測を試みる。今報告は、1989年秋期大会の発表の続きである。

調査の実施にあたっては寿都測候所、根室測候所、管区予報課の協力を得た。

2. これまでの解析で明らかになった点

前回の報告で次の特徴が明らかになった。

- (1) 寿都～黒松内間の気圧差は1.0～1.5mbに達し、だし風の間ほぼ一定に保たれること。
- (2) 寿都～黒松内間の気圧傾度に比べて黒松内～長万部間の気圧傾度は緩やかになっていること。
- (3) 各地の寿都との気圧差の変動は寿都の風速の変動とよく対応すること。

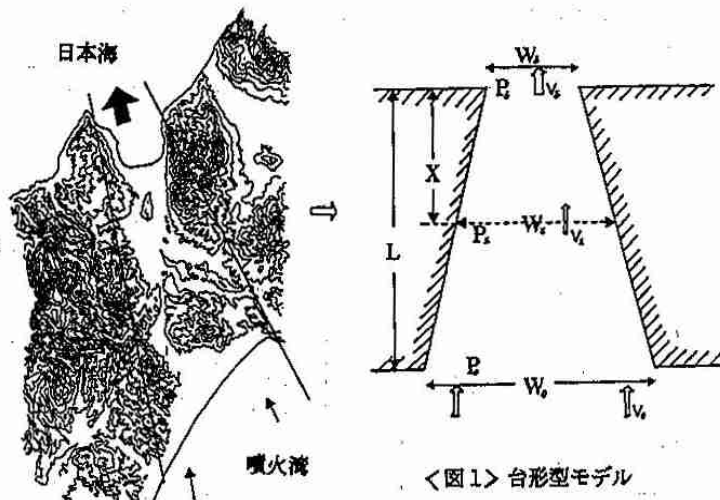
これらの結果をもとにだし風の要因を考察し、あわせて寿都地方に見られる海陸風に付随して現れる気圧変動についても紹介する。

3. だし風の要因についての考察

だし風が吹く要因として次の3つが考えられる。

- (a) 地形による収れん効果
- (b) 山谷風の収束の効果
- (c) やまのおろし風の効果

まず、(a)について、そもそも地形によって収れんされたとする、どのような気圧差分布になるかを考察するために図1のような台形型モデルを設定する。ベルヌーイの定理と質量保存の法則が成立するもとのではどのような気圧差分布になるのだろうか。



ベルヌーイの定理

$$P_x / \rho + V_x^2 / 2 = P_0 / \rho + V_0^2 / 2$$

$$\therefore \Delta P \equiv P_x - P_0 = \rho / 2 \cdot (V_0^2 - V_x^2)$$

これらの式が成立すれば

$$\Delta P = \frac{\rho}{2} V_0^2 \left(1 - \frac{1}{\left(\frac{X}{L}(\alpha - 1) + 1 \right)^2} \right)$$

となる。(α = W0/Wx: 入口と出口の幅の比)

$$Y = 1 - \frac{1}{\left(\frac{X}{L}(\alpha - 1) + 1 \right)^2}$$

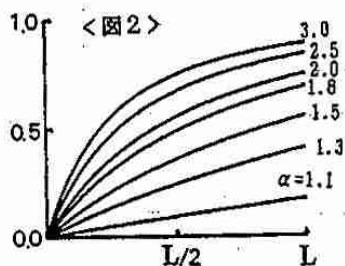
このグラフは図2のようになる。

このグラフはVx(寿都の風速)がほぼ一定に保たれるだし風時においては、ΔPの傾度が0～L/2(寿都～黒松内間)で大きく、L/2～L(黒松内～長万部間)で緩やかになることを示しており、この事実は2-(2)の解析結果(図3参照)をよく説明している。

質量保存の法則

$$V_x \cdot W_x = V_0 \cdot W_0$$

$$\text{ここで } W_x = X/L \cdot (W_0 - W_0) + W_0$$



また、 $\Delta P \propto V_s^2$ となるため、 ΔP は V_s （寿都の風速）の変動に応じて敏感に変動することになるが、これは2-(3)の解析結果を説明している（図4）。

ΔP のオーダーについては $V_s=15\text{m/s}$ を(*)式に代入すれば $X=L/2$ （黒松内）で、 $\Delta P \sim \frac{1}{2} \times 15 \times 15 \times 0.7 \approx 80\text{Pa} = 0.8(\text{mb})$ となり、2-(1)の解析結果とよくあっている。実際には摩擦の効果も入るために0.8mbよりも高い値が観測されるのであろう。

次に(b)について。
もし山谷風の効果が効いているならば、だし風期間中、気圧差の変動ないしは寿都の風速の変動に多少なりとも日周期の変動が見られるはずである。すなわち、だし風期間中の自己相関係数はタイムラグ1日のところにピークが現れるはずである。しかし実際にはその兆しは見られない（図5参照）。従って(b)の効果は薄いと考えてよいだろう。

(c)について。もしこの効果があれば、山の風下側で風速が最大となるであろう。実際の移動観測の結果では、小高い部分の風下側で確かにやや風速が強まっている傾向はあるものの、それだけでは寿都湾での10m/sを超える風速を説明していない（前回の発表要旨の図5参照）のは明かである。

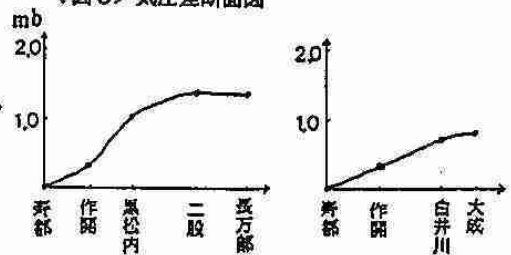
以上により、寿都のだし風は従来唱えられてきたように、主として地形による収れん効果によるものと考えて良いことが分かった。

以上により、寿都のだし風は従来唱えられてきたように、主として地形による収れん効果によるものと考えて良いことが分かった。

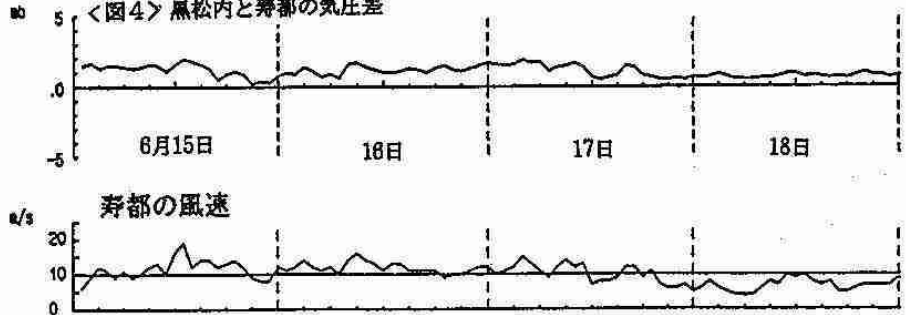
4. 海陸風について

総観場の気圧傾度が緩やかで日照がある時には寿都地方でも海陸風が卓越する。図6は8月1~4日の例であり、昼間は北風が、夜間は南風が卓越し、明らかに海陸風となっている。この時、海陸風を起す基とも言える寿都と黒松内の気温差は明瞭な日変化を示しており、その振幅は5℃に達する。それに対応して寿都と白井川の気圧差も振幅約1mbの明瞭な日周期の変動をしていることに注目してほしい。海陸風を気圧場から捉えることに成功した一つの例である。これから計算した海陸風の層厚は過去の計算結果とほぼ一致している。

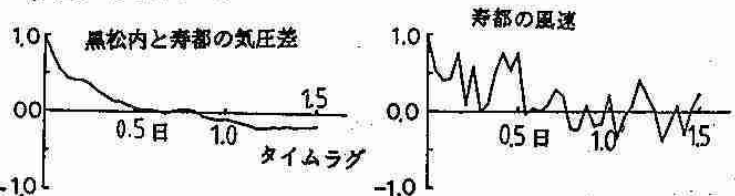
＜図3＞ 気圧差断面図



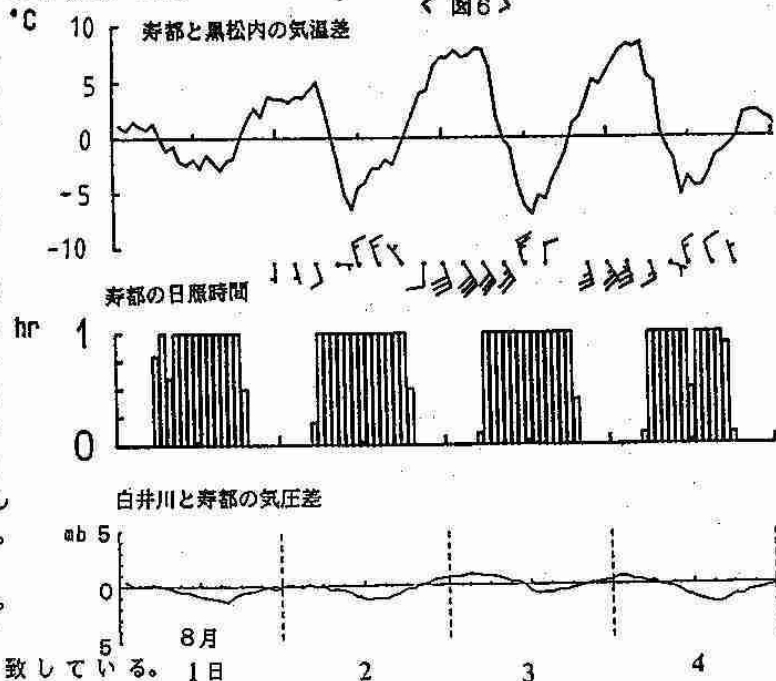
＜図4＞ 黒松内と寿都の気圧差



＜図5＞ だし風時の自己相関係数



＜図6＞



4 ハローの発生機構の実験的研究

北大低温研 古川 義 純

1. はじめに

地球大気中には、気体成分のほかに様々な粒子状物質が浮遊している。これらの粒子の特性に応じて、太陽光は回折干渉にもとづく散乱現象や、屈折反射による幾何光学現象の作用を受け、様々な光学現象を起こす。本講演では特に高層の雲の構成粒子である氷結晶(氷晶)と太陽光との相互作用により生じる光学現象(すなわちハロー現象)に注目して、その発生機構と現在の研究の動向について述べる。

ハローとは、太陽または月の周囲を同心円状に光の輪が現れる光学現象で多面体氷晶から成る雲(絹雲、絹積雲など)で全天が覆われ、雲が太陽を完全に覆い隠すほどには濃くない時に観察される。極地では、地表付近に発生したダイヤモンドダストに高度の低い太陽光が入射した時などにしばしば観察される^{1,2)}。

氷晶の形は底面と柱面を取り囲まれた六角柱または六角板状の多面体である。また、氷晶の粒径は、数 μm から100 μm 程度の範囲にあり、これ以上の大きさになると落下して雪の結晶となる。氷晶の粒径分布範囲は、光との相互作用を考える場合、回折干渉による散乱が卓越する領域(光の波長に近い領域)から、反射屈折による幾何光学の範囲への境界領域にあたる。従って、両方の効果が重畳した形で光学現象が生じると考えられ、光の散乱現象の物理、また気象学上の諸問題の観点から重要であると考えられる。

2. 氷晶の幾何光学的效果²⁾

初めに、氷晶による幾何光学的な効果について述べる。屈折率 n の透明物質でできた頂角 α の三角プリズムによる光の屈折を考えよう(Fig. 1)。Fig. 1bでプリズムの柱面は紙面に垂直でP点における垂直ベクトルPで交差している。Pに垂直な面内(紙面内)で面PAに入射角 θ で入射する光 \vec{I} は、屈折により \vec{I} とは異なる方向 \vec{R} に射出する。 \vec{I} と \vec{R} の偏向角Dは

$$D = \theta - \alpha + \sin^{-1} \left[n \sin \left(\alpha - \sin^{-1} \left(\frac{\sin \theta}{n} \right) \right) \right] \quad (1)$$

で与えられる。 θ に対するDの変化を図示したのがFig. 2であるが、 θ の変化に対しDは D_{\min} を中心にゆるやかに変化することがわかる。すなわち、 \vec{I} を固定し、プリズムを \vec{P} を軸として回転することで入射角 θ を変化させた場合、プリズムからの出射光 \vec{R} は \vec{I} から D_{\min} だけ偏向した付近に束ね合わされることを意味している。 $\theta < \theta_c$ の時は、プリズムに入射した光は、プリズム外へ射出することができない。 D_{\min} は、

$$D_{\min} = 2 \sin^{-1} \left(n \sin \frac{\alpha}{2} \right) - \alpha \quad (2)$$

となる。

多面体氷晶の結晶面の組合せによるプリズムの作用で太陽光が屈折されるとき、上に述べた効果が生じる。大気中での氷晶の方位が完全にランダムに分布していれば D_{\min} を視半径として太陽(月)の周りに円形の光帯が現れることになる。例えば、柱面と柱面とで構成されるプリズム(Fig. 1a)について考えると、このプリズムは頂角 60° で、氷 I_h の屈折率は1.308(温度 -40°C 、光の波長650 nm)であるので、 D_{\min} は 21.7° になる。従って、氷晶の柱面どうして作られるプリズムにより生ずるハローの視半径は約 22° (22° ハロー)であり、ハローの内(太陽に近い側)の境界は明確であるが外側の境界は拡散して明確ではない。ごく一般的に観察され、「日がさ」または「月のかさ」とも呼ばれるハローがこの 22° ハローに対応する。

この様にして、氷晶を構成している結晶面のさまざまな組合せによるプリズム効果に加え、結晶面による反射の効果、氷晶の大気中での落下姿勢、結晶の形なども考慮して、計算機シミュレーションによるRay tracing⁴⁾が1980年代に入って行なわれる様になり、実際に自然界で観察されたハローパターンを再現することに成功している。

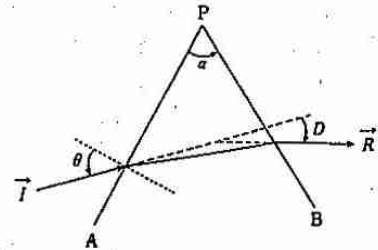
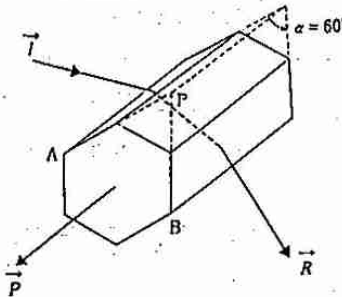


Fig. 1a 六角柱氷晶による光の偏向, Fig. 1b プリズムの柱面PA, PBは紙面に垂直.

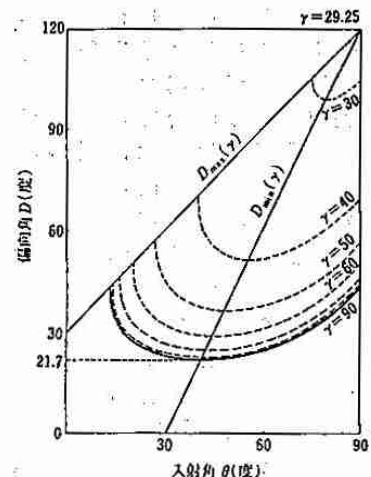


Fig. 2 柱面と柱面で作られる頂角 60° のプリズムによるDと θ の関係, $D_{\min} = 21.7^\circ$ ($\gamma = 90^\circ$).

* 本稿は第45回物理学年會(1990年)結晶成長シンポジウム「メソスコピッククラスターを見る」の講演予稿の再録である。

3. 氷晶による散乱効果

氷晶のサイズが小さくなると前章で述べた幾何光学的効果に加え回折干渉による散乱効果が考慮されなければならない。

Fraser⁹⁾は、氷晶を光が通過する際、氷晶のスリット効果によるFraunhofer回折と、結晶の落下姿勢に対するブラウン運動の効果を考慮して、幾何光学によるハロー現象の説明の妥当性を検討した。すなわち、Fraunhofer回折による散乱効果が無視でき、幾何光学で示されたハローパターンが有効である結晶サイズは約40 μ m以上でなければならないことを示した。一方、ブラウン運動により氷晶の方位がランダムに分布するには粒径は10~20 μ m以下でなければならない、それ以上の粒径では空気力学的効果で氷晶の向きがある一定方向にそろうことを明らかにした。このことは、幾何光学で予想されたハローパターンが有効である氷晶サイズでは氷晶は決してランダムな方位には分布できないことを意味し、幾何光学による説明とは矛盾する。実際の気中では、太陽高度の影響や乱流による効果もあるため問題は複雑だが、このことは氷晶による散乱効果がハロー現象を理解するために重要であることを示している。

その後、この様な回折効果も考慮して、氷晶による光散乱の理論的考察・計算機シミュレーションが行なわれ⁶⁻⁸⁾、散乱光の強度分布や偏光度分布などの考察が行なわれている。しかし、これらは現在のところ最も簡単な六角柱氷晶からの散乱を解析するにとどまっておき、氷晶の形状効果・サイズ分布特性などと実際のハロー現象との対応は十分にとれているとは言えない。

4. 人工氷晶雲による光散乱実験

回折干渉による散乱の効果も含めた理論的考察の進歩とともに、人工的に作った氷晶雲または氷晶からの光散乱実験の試みも行なわれている。この様な実験では、光の散乱強度分布や偏光度分布などに加えて氷晶の形状、サイズ分布などの情報を得ることができるのが最大の利点である。

森田⁹⁾は、ドーム状の雲箱の中で氷晶雲を生じさせ、これによる光散乱強度散乱角方位分布を測定した。その結果、粒径10 μ mの氷晶では、幾何光学的散乱とMie散乱とが重畳した分布を示すことを明らかにした。また、Pluchino¹⁰⁾は、電場により氷晶を空中に浮遊させて、これによる散乱強度分布を測定した。その結果、森田と同様な結果を得るとともに、六角柱氷晶よりも複雑な形状をもつ骸晶や樹枝状結晶からもハロー現象が生じる可能性のあることを示した。

しかしながら、この様な実験で得られた結果は、理論と十分な対応がとれているわけではなく、ハローの生成機構や強度分布等に明確な解答を与えるまでには至っていないのが現状である。

以上のように、実際に観察されるハローのパターン、散乱強度分布等は、雲を構成する氷晶の形態、サイズ分布、内部構造、空間分布濃度、落下姿勢さらに太陽高度等により極めて敏感に変化することが明らかである。しかし、従来の理論、実験では、これらの要素が具体的にどの様に関連しているのかほとんど解明されていないのが現状である。この点を明らかにするためには、人工氷晶雲を利用した、より詳細でシステムティックな実験的研究により、氷晶雲の光学的特性と氷晶の性質とを同時測定することによりハローの発生条件を明らかにする必要がある。Furukawa and Hallett¹¹⁾は、最近この様な目的をもって人工氷晶雲によるハロー現象の発生に関する実験を開始している。講演ではこの実験についても簡単に述べる。

5. ハロー研究の応用

最後にハローの研究がどの様な方面に応用されるかについて簡単に述べる。

- ③氷晶雲のリモートセンシング：氷晶で構成された雲によるハロー現象や光学的性質を観測することにより氷晶雲を構成する氷晶の形態、サイズ分布、空間分布濃度、落下姿勢等の情報を得ることができる。これは気象学的に極めて基礎的で重要な情報を与えるものである。
- ④氷I_hの氷晶の検出^{2, 12)}：氷I_hでできた氷晶が気中に存在すれば、それに応じた特殊なハローが観察される。これは、多結晶の雪結晶の生成機構¹³⁾と関連する。
- ⑤惑星気象学への応用¹⁴⁾：惑星気象中に氷結晶またはCO₂、メタンなどの物質の結晶が生成されるとそれに応じたハロー現象の観察が予想されるため、それらの指標として応用される可能性がある。

文 献

- | | |
|--|---|
| <ul style="list-style-type: none"> 1) W. Tape: J. Opt. Soc. Am., 69, 1122(1979). R. Greenler: "Rainbows, Halos and Glories" Cambridge Univ. Press, 1980. D.K. Lynch: in "Light from the sky", Readings from Scientific American, p. 38, (1981). 2) 古川義純: 数理科学 No. 319, 60(1990, 1月号) 3) F. Pattloch and E. Tränkle: J. Opt. Soc. Am. A, 1, 520(1984). 4) E. Tränkle and R. Greenler: J. Opt. Soc. Am. A, 4, 591(1987). 5) A. B. Fraser: J. Opt. Soc. Am., 69, 1112(1979). 6) Q. Cai and K. N. Liou: Appl. Opt. 21, 3569(1982). | <ul style="list-style-type: none"> 7) Y. Takano and S. Asano: J. Meteorolo. Soc. Japan 61, 289(1983). 8) Y. Takano and K. Jayaweera: Appl. Opt. 24, 3254(1985). 9) 森田恭弘: 天気 20, 13(1973). 10) A. Pluchino: J. Opt. Soc. Am. A, 4, 614(1987). 11) Y. Furukawa and J. Hallett: to be published 12) E. Whalley: Science, 211, 389(1981). 13) Y. Furukawa: J. Meteorolo. Soc. Jpn., 60, 535. 14) E. Whalley and G. E. McLaurin: J. Opt. Soc. Am. A, 1, 1166(1984). |
|--|---|

5 層積雲の雲頂構造 —WCRP航空機観測—

北大・理 青山 隆・菊地勝弘・谷口 恭

1. はじめに

1989年1月24日WCRPの一環として「雲と放射」航空機観測の予備観測が名古屋空港を基地として若狭湾上空で行なわれた。その際、北大グループは航空機直下の雲頂の連続ステレオ写真の撮影、東北大学による放射の測定、名古屋大学による雲水量の測定などが行なわれた。今回は連続ステレオ写真を用いて層積雲の雲頂構造、特にその形状を調べ、またその放射特性についても検討をする。

2. 観測方法

航空機下部に35mmモータードライブカメラ(28mmレンズ装着)を下向きに取付け、図1のように層積雲雲頂を一定高度、一定速度で直線飛行し一定時間間隔で写真を撮影していく。ただし連続する2枚の写真の撮影範囲の重なる領域が写真の70%ほどになるように時間間隔を設定する。今回は2.1秒に設定した。ちなみに28mm広角レンズを使用すると航空機の進行方向の画角は4.6度、それに直交する方向では6.4度である。

放射のデータは東北大学によって航空機の上面と下面に取り付けられた水平面放射計によって得られたものを使用した。

3. 解析と結果

連続した一組の雲写真の中から対応点を見つけそれぞれの写真の中心を原点としてその対応点の座標を測定する。写真を引き伸ばした倍率や、ベースラインの長さ(飛行速度×撮影時間間隔)などを用いて三角測量的に対応点のカメラからの鉛直距離、水平距離が算出される。その鉛直距離を飛行高度から差し引けばその点の海拔高度が求められる。一組の写真からは100点くらいの対応点を求めることにする。このような作業を数多くの写真について行なうことにより雲頂高度の面的な分布を得ることができる。ただしこのような対応点はランダムに散らばっていて扱いはざらざらなので10m×10mの格子を組んで単純な比例配分によって格子上の値とした。図2の階調表示してあるものが雲頂高度の水平分布である。この図は縦をx軸(単位m)にとり、横にy軸(単位km)をとって幅800m、長さ12kmにわたるものを2段に分けて表示してあり飛行機の直下をx=0とする。高度のスケールは2100mから2400mまで示されている。一見すると輝度分布のように見えるがあくまでも高度分布を示したものである。図を見ると飛行経路方向に1kmから2kmあたりに高度がもっとも高く、上に凸な部分が見られる。7.5kmから8kmあたりには最も低く下に凸な部分が見られる。また9kmを過ぎたあたりから特定の走向をもって配列しているように見える。12kmの範囲内を見ても最大300m近い高度差があることがわかる。図3は図2のx=0(m), x=-300(m), x=300(m)の線上での雲頂高度の断面図で、縦軸に雲頂高度、横軸に飛行経路方向の距離をとっている。ただし縦軸は横軸に比べて10倍に拡大されている。図を見て気がつくことはある特定のスケールの凹凸が比較的周期的に現われていることである。その卓越した周期を調べるためにそれぞれの断面図における飛行経路方向の自己相関係数を求めその平均をとって見たのが図4で縦軸に相関係数、横軸に距離をとってある。この図はx=-300(m), -200(m), -100(m), 0(m), 100(m), 200(m), 300(m)の7つの断面図についてそれぞれ自己相関係数を求めそれらを平均したものである。値が正のものに注目すると1km, 2.7km, 4kmにピークがある。つまり飛行経路方向にはこの3つのスケールの凹凸が比較的卓越していることがわかる。図2中の雲頂高度分布の上のグラフは東北大学によって測定された太陽放射の全波長に対する反射率を示したものであり縦軸に反射率、横軸に距離をとってある。下の高度分布と比べてみると高度が高く上に凸な部分ほど反射率が大きく、低くて下に凸な部分ほど小さくなっている。このことは雲頂高度の水平分布と反射率の間には密接な関係があることを示している。

4. まとめ

航空機より直下の雲頂の写真を連続的に撮影していくことによって雲頂高度の面的な分布を得ることができた。層積雲の雲頂は300m近い高度差をもち、飛行経路方向には1km, 2.7km, 4kmというスケールが卓越していることがわかった。高度分布と反射率の間には密接な関係があることもわかったが、より定量的な議論をするためには雲頂高度分布に関するどのようなパラメーターを導入すればよいか今後検討していく必要がある。

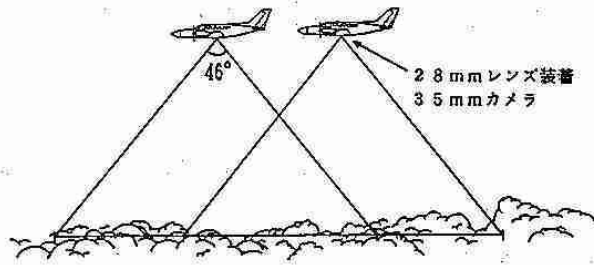


図1

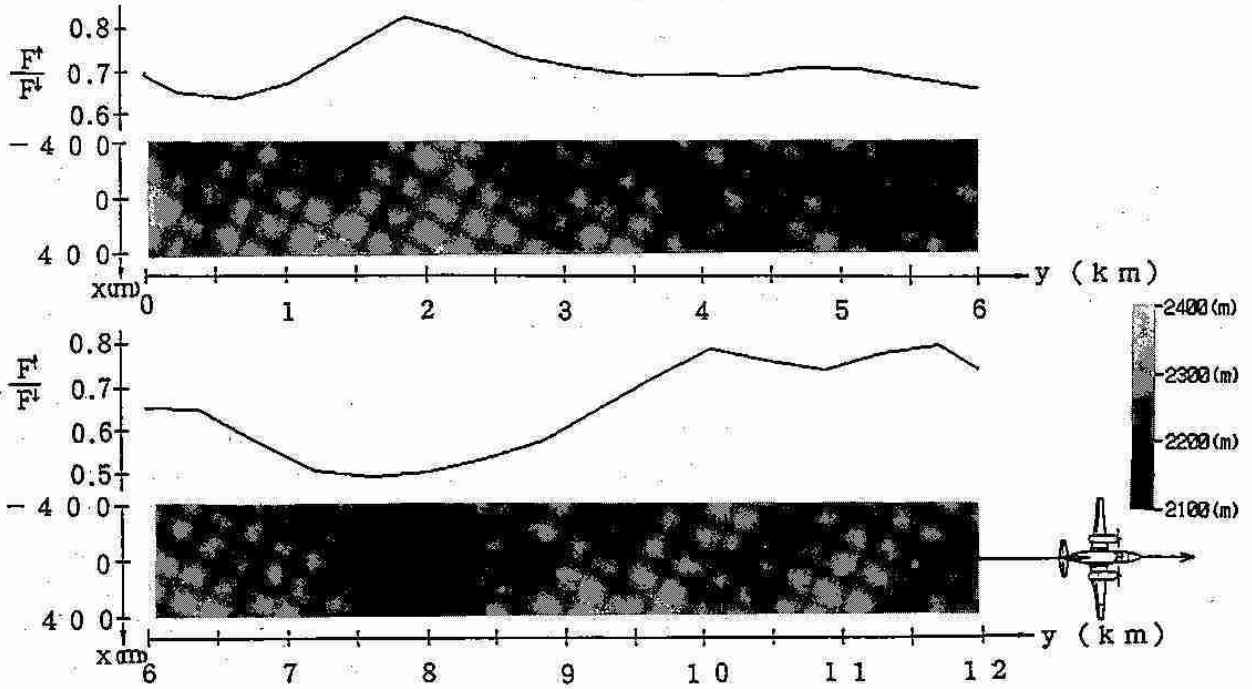


図2

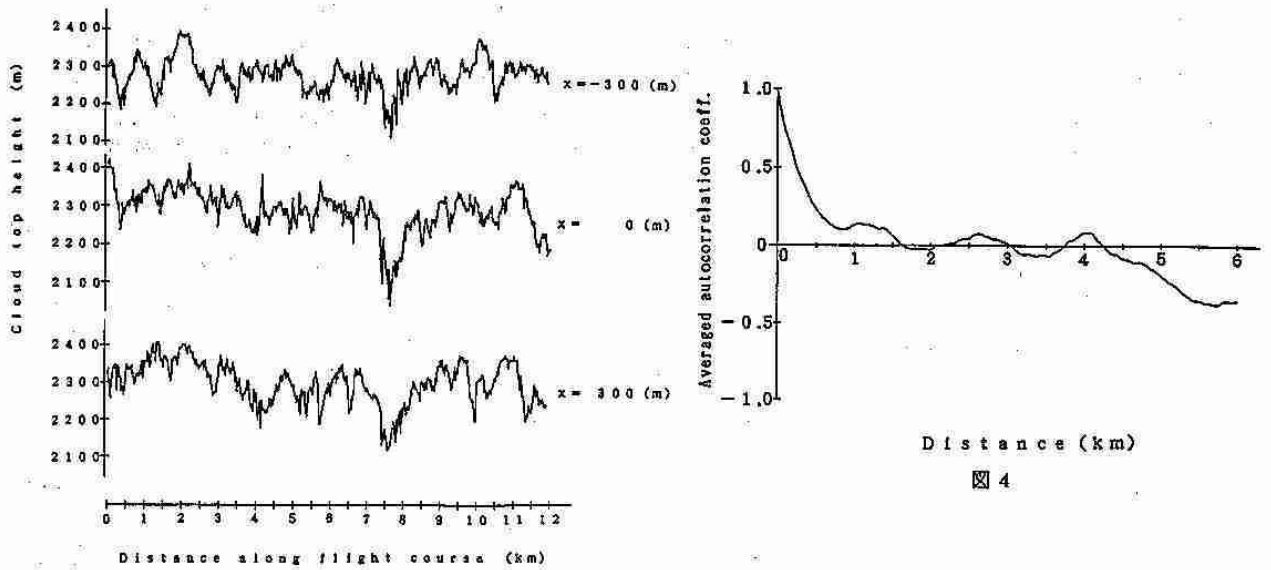


図3

図4

6 1990年3月の高温について

札幌管区気象台予報課 石原 洋

1、はじめに

1990年3月の北海道の月平均気温は1.5度で、平年偏差は+2.8度だった。これは1989年3月と並んで、3月の歴代1位の高温である(統計開始年は1892年)。

本研究では、この高温の原因を500mb高度偏差のパターン解析を中心に探り、さらに成層圏の循環をからめた考察もおこなった。

2、1990年3月の月平均500mb高度及び偏差

冬期(北海道の3月を含む)の日本に寒気が入りづらいパターンとして、以下の様なことが一般に言われている。

平年における冬の極渦は2つに分裂し、主極渦はカナダ北方、副渦はシベリア北東方に位置するが、

- ・主極渦が平年の位置にあると、シベリア高気圧もほぼ平年並の強さ。
- ・主極渦がタイミル半島付近に位置すると、シベリア高気圧は弱い。
- ・主極渦がオホーツク海北部に南下するまでは暖冬が続くが、さらに南下すると寒冬に変わる。

冬期の極東域は気圧の谷となるが、タイミル半島もアラスカも谷の場合は、極東の谷が相対的に浅まるため、極東域に高指数循環が形成され、日本は暖冬、少雪の天候になりやすい。さらにグリーンランドも谷の場合が3波数の暖冬型パターンで持続性が大きい。

まず1990年3月と気温偏差が同じだった1989年3月の場合(図1)を考える。カナダのバフィン島付近の寒気の蓄積が大きく、東半球にはほとんど寒気の放出がないことがわかる。正偏差の中心が北緯60度、東経70度と北緯55度、東経160度付近にあり、日本は後者の正偏差の張り出しの中にあつて、日本付近は西谷になっている。主極渦の中心はカナダ方面にあつたが、タイミル半島とアラスカ付近は気圧の谷で、極東の谷が浅まり、しかも日本から見て西谷であるため、日本には寒気が入りづらかったと思われる。上記の条件をよく満足していると言えよう。

次に1990年(図2)を見てみると、北半球の流れは波数3のパターンが卓越しており、気圧の谷はグリーンランド、ウラル山脈、カムチャッカ半島方面に伸び、日本付近は東谷になっている。北緯55度、東経120度付近に正偏差の中心があり、日本はこの張り出しの中に入っている。極付近の寒気の蓄積が大きく、低緯度側への寒気の放出が少ないことがわかる。タイミル半島の谷もアラスカの谷も1989年より浅い(アラスカはむしろ気圧の峰になっている)。日本の東海上で気圧の谷が深まっており、1989年より寒気が入りやすいパターンになっている。ところが1990年3月の850mbの気温偏差を見ると(図3)、シベリア大陸上空は平年よりかなり気温が高く、このため冬型の気圧配置になりづらく、なったとしても日本には強い寒気が入ってこなかったと考えられる。

また日本付近の地上の気圧偏差を見ると、1989年3月は「西低東高」で明らかに冬型が弱まったパターンであるのに対し、1990年3月は「西低東低」で、冬型になるためには西、つまりシベリアの地上気圧が高くなる必要があると考えられる。

3、1990年3月の成層圏(30mb)循環の特徴

1989年は2月に入ってからアリューション高気圧が強くなり、下旬に大規模な突然昇温が発生した。その後3月に入って急速に極夜渦の勢力は弱まり、極付近は正偏差となつて、しだいに夏型循環に移行していった(図4)。一方1990年は冬期間に大規模な昇温がなく、極夜渦は、その位置が北極付近から大きくはずれることなく、勢力を保ち、北半球の成層圏は3月まで真冬並の循環が維持されていた(図5)。

4. まとめ

1989年と1990年の3月は、成層圏の様相が全然違うにも関わらず、北海道の気温偏差は同じだった。

1989年はユーラシア大陸が高温、北米大陸北部が低温と、北半球の大陸の温度分布に差があったが、1990年はユーラシア大陸、北米大陸ともに高温であった。一般に冬期は陸地より海面の方が温度が高いが、1990年は陸地の温度が高かったことから、陸地と海面の温度差が平年に比べて小さく、このことが大気の流れに何らかの影響を及ぼしたのではないかと思われる。

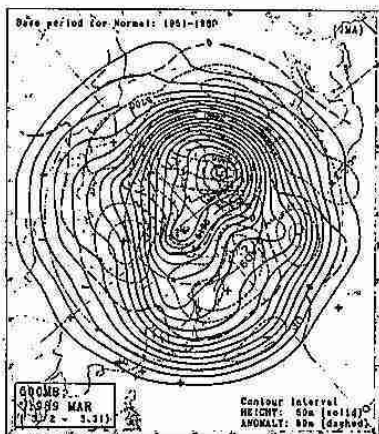


図1 MONTHLY MEAN 500MB HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE

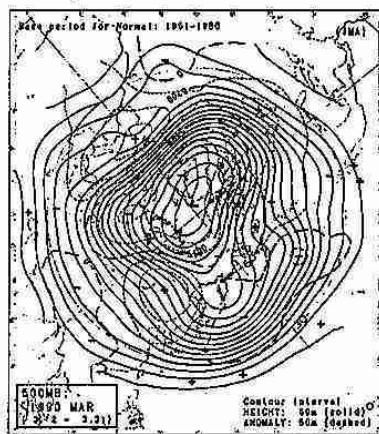


図2 MONTHLY MEAN 500MB HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE

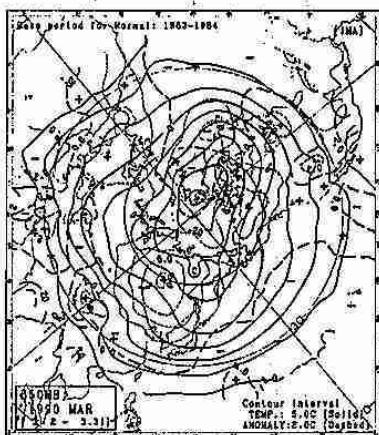


図3 MONTHLY MEAN 500MB TEMPERATURE AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE

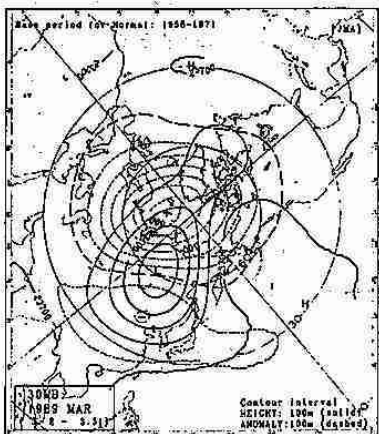


図4 MONTHLY MEAN 300MB HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE

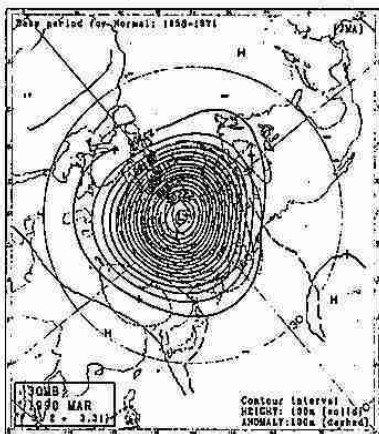


図5 MONTHLY MEAN 300MB HEIGHT AND ANOMALY IN THE NORTHERN HEMISPHERE

7 北海道羊蹄山周辺のドップラーレーダーによる降雨システムの観測

北大・環境 小泉直子

北大・理 上田 博・菊地勝弘・谷口 恭・岩波 越・城岡竜一

<はじめに> 北海道後志地方の羊蹄山は、標高1893mの典型的な円錐型孤立峰であり、その周囲の気流系や降雨特性は非常に興味深い。大口等(1987)により、周辺の降雨特性については報告されているが、その後、研究室のレーダーがドップラー化されたので、気流系を含めた孤立峰周辺の降雨システムを調べるため、1989年8月下旬から9月上旬にかけて、ドップラーレーダーを用いた集中観測を行った。今回は、台風17号が観測域の東側を北上した8月27日～28日の事例について報告する。

<観測方法> 図1に、観測域と測器の配置図を示す。羊蹄山の南方約23kmの地点(洞爺村成香)にドップラーレーダーを設置した。観測モードは、15分間隔のPPIスキャンと、羊蹄山付近の4～5方位のRHIスキャンを主に用いた。また同時に、羊蹄山周辺に設置した独自の雨量計18台(●、○)と、風向風速計3台(◎)の自記記録も取得した。

<結果> 台風接近時のVAD法による風向風速の鉛直時間断面と、羊蹄山南斜面の標高600m地点での降雨量を図2に示す。台風の接近に伴い下層の風向は変化しているが、高度2km以上ではほぼ南東～南よりの風であり、また高度1～3kmには下層ジェットが存在していた。台風前面の層状エコー域では、羊蹄山の風下にドップラー速度成分と反射強度の特徴的なパターンが持続して見られたので、その時間帯をa, b(図2)として示す。

図3は、aの時間帯の仰角6.0°、3.0°のPPI(左—反射強度、右—速度成分)である。羊蹄山の風下(北西側)には、仰角6.0°で、速度成分でもエコーの無い2つの翼状の領域(C)があり、その間では特に反射強度が強くなっている。仰角3.0°では、遠ざかる速度成分(負符号で表示)の遅い閉じた領域(D)があり、その後方にはやはり翼状のエコー(E)が認められる。図4はF—F'方向のRHI(上—速度成分、下—反射強度)で、矢印は羊蹄山の位置を示す。(D)はレーダーから約28kmに存在し、その高さは約2km。羊蹄山との位置関係などから考えて、水平的に山を回り込んだ気流と、鉛直面内で考えた場合のRotorとが合わさったもの、と思われる。翼状エコー(E)は、斜めに傾いており、その後方には速度成分でもエコーの無い領域(ノーエコー域)が僅かに見えている。

同様のパターンが、bの時間帯にも観測された。図5は、図4と同様に羊蹄山の風下を通るRHIで、斜めに傾いたエコーとノーエコー域というパターンが、約10km離れて2列に見えている。

<考察> 以上のようなパターンの成因に関して、一般的な2次元のLee Waveを考えてみる。図6は、Huppert & Miles(1969)による半円形の障害物を越える気流の図をもとに、縦横比を変え、上昇域をシャドールで、下降域を波線で、風速の弱い部分を一点鎖線で書き入れたものである。また今回のように下層の鉛直シアが強い場合は、矢印のようにRotorが生じると考えられる。この図で、上昇域にエコー、下降域にノーエコー域が対応すると考えると、観測されたパターンに良く似ている。

風向に沿った鉛直面でLee Waveを見ると、上昇域は水平収束場、下降域は水平発散場となっている。そこで、図5の速度成分から2次元性を仮定した水平収束・発散を計算し、それぞれ上昇・下降として表した(図7)。図5の反射強度と比べてみると、羊蹄山の風下ではエコーと上昇域とが良く一致している。

以上のことから、PPIで見られた翼状のエコーは、羊蹄山によるLee Waveの上昇域に対応していると考えられる。

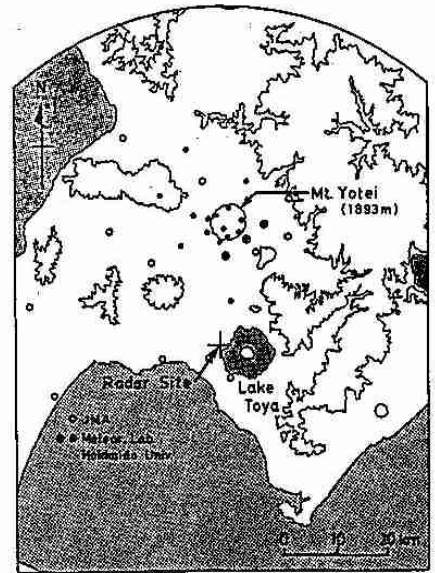
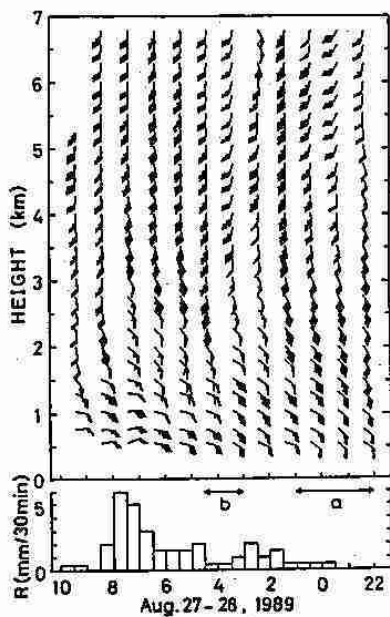
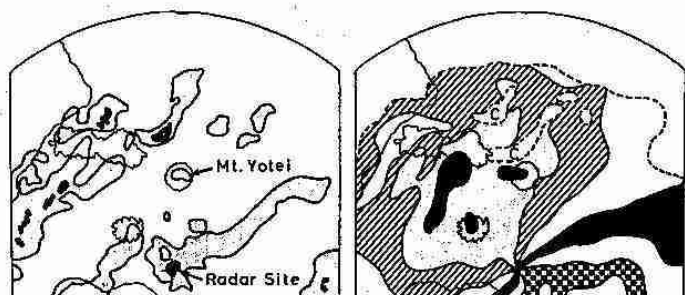


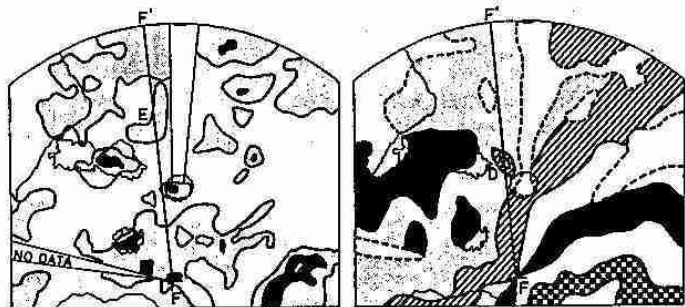
図 1



2



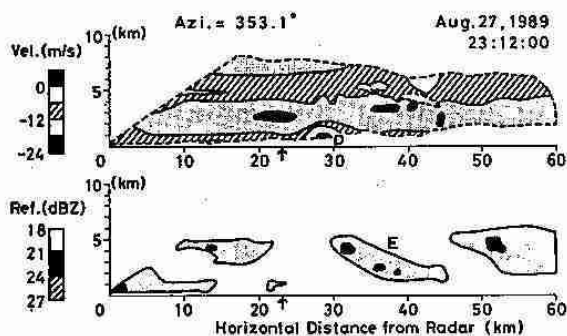
Aug. 27, 1989 22:38:03 EL. = 6.0° 0 10 20 km



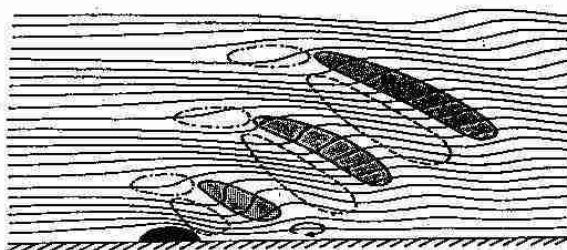
Aug. 27, 1989 23:15:38 EL. = 3.0° 0 10 20 km



3

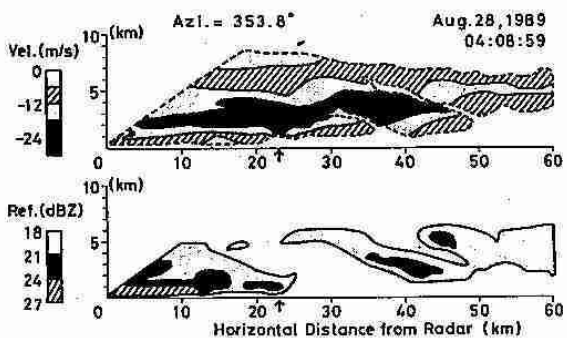


4

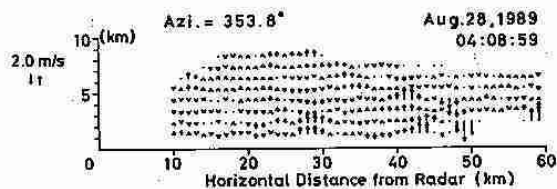


(Huppert and Niles, 1969)

6



5



7

<まとめ> 台風接近時の層状エコー域において、羊蹄山による Lee Wave が見られ、その上昇域に降雨エコーが対応していた。PPIのエコーから、その風向に沿った波長は約10kmで、水平的には翼状であると考えられる。こうした結果は、山越え気流の理論と一致しているが、詳しい比較をするには、今後さらに大気の安定度、風のシアなどを検討する必要がある。

8 冬季の孤立峰の周りのエコー特性

(鳥海山を例として)

北大低温研 藤吉康志・坪木和久・佐藤晋介
大井正行・若濱五郎

1. はじめに

これまで、円錐状の山を対象とした、山回りの気流についての室内実験や理論的研究は数多く行われてきた。しかし、現実の大気場内で、かつ降水をもたらず雲がどのような影響を山から受けるのかについてはほとんど知られていない。

そこで我々は、地形による降雪雲の変質過程を明らかにするために、1989年1月から2月にかけて、山形県酒田市でドップラーレーダー観測を行った。本報告では、孤立峰である鳥海山(2230m)周辺に現れたエコーに着目して解析を行なった。

2. 観測結果

図1は、2月3日16時34分から19時12分まで約6分間隔で得たレーダエコーの3次元データを基にして作った、高度2kmのレーダエコーの平均水平分布(CAPP1)である。特徴的なことは、鳥海山々頂をはさんで北と南側にバンド状の強エコー域(I)が存在することと、山頂の風下に長円形の孤立したエコー域(II)が存在することである。また(I)のエコー域は、山の風下側で急速にエコー強度が衰えている。これらの特徴は、観測期間中、高頻度で出現し、冬期の季節風下に発生する雪雲が孤立峰の周りで示すかなり一般的なエコー特性である。以下では(I)、(II)の各エコー域について詳しく述べる。

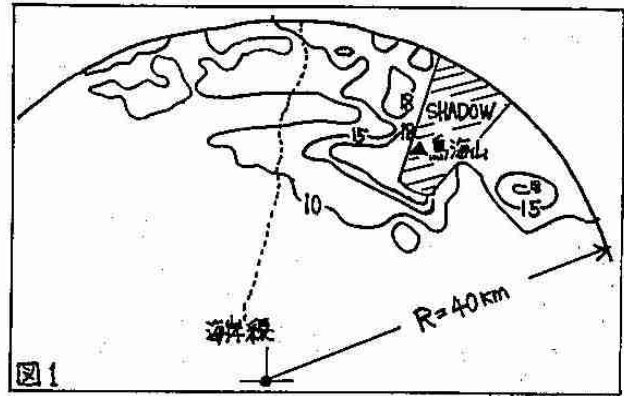


図1

以下では(I)、(II)の各エコー域について詳しく述べる。

2-1. 山腹に存在する強いバンド状エコー域(I)

図2は、高度1.5 kmでの約6分間毎のエコーの動きをプロットしたものである。図から明らかなように、エコーは、海上から鳥海山に近づくにつれて山を回るように移動している。移動方向の変化は山頂よりも山腹側で大きいが、変化を開始する場所(図中白丸で示してある)は、山頂の風上部分で最も沖合いに存在する。エコーの移動速度は、山の風上側よりも風下側の方が速くなっている。雪雲が海上から山に近づくにつれて再び発達を始める位置は図に斜線で示した地点である。この領域は、山の風上側に生ずる風の水平変化が最も大きく、従って風の水平収束が最も大きい領域に対応していると同時に、100mの等高線が海岸線に最も近づいている領域である。

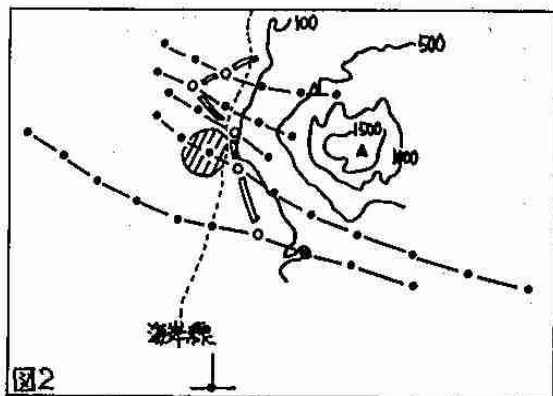
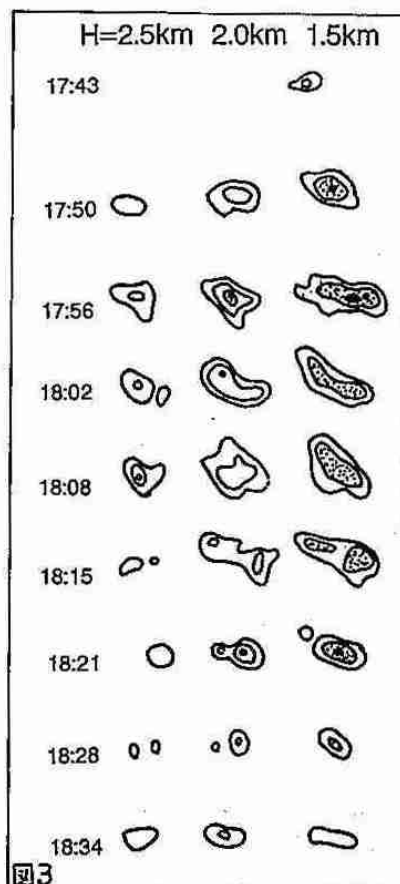


図2

2-2. 山の後方に存在する孤立したエコー域 (II)

エコー域 (II) のエコートップに近い高度2.5kmの時間平均したCAPP1を見ると、このエコーは、山頂の丁度風下 (風向は300°) 11 km地点に存在している。その形は長軸と短軸の比が約 5/3の長円形であるが、面積は高度が下がるにつれて広がり、高度2.5kmでは27km²、1.5 kmでは 200km²であった。このエコーの出現位置はほとんど移動せず、約30分間で発生と消滅を繰り返していた。但し、発生周期は一定せず、短いもので約20分、長いもので約40分と2倍の差があった。図3は高度1.5 km、2 km、2.5 kmのエコーの時間変化を示したものである。この図から、この領域で発生する雪雲は、先ず1つの対流セルが発達した後、そのすぐ風下に別の対流セルが発達するという、時間的に発達段階が異なる2つの対流セルから構成されていたことが分かる。エコートップの発達速度から見積もられた雲の上昇速度は約1 m/s、寿命は、前に発達したセルが約30分、後で発達したセルは約15分であった。

エコー (II) の更に風下にもエコーが存在していたかどうかは、我々のレーダでは、探知距離の問題で不明であった。そこで、本観測期間中、新庄市で観測を行っていた、科学技術庁の防災科学技術研究所のドップラーレーダのデータを見ると、エコー (II) の風下にもうひとつエコー (III) が発生していることが分かった。エコー (II) に比べてエコー (III) の強度は弱い。エコー (II) と (III) の間の距離は約15kmで鳥海山頂とエコー (II) の間の距離に近い。



3. 考察とまとめ

図には示さないが、地上付近のエコー分布を見ると鳥海山の風上側では、レーダ観測点のある酒田市よりも沖合い (少くとも20km以上) からエコーが存在していた。このことから、鳥海山が風上側に存在する降雪雲に及ぼす効果としては、(1) 山の風上側沖合いに雪雲が発生し易い場を形成することと、(2) 山腹の直ぐ風上部分に風の水平収束場を生じさせることによって雪雲を発達させることの2点があげられる。

山の後方に発生したエコー (II) の出現周期は必ずしも一定していないが、風下でのエコー (II) と (III) の距離はほとんど変化していない。エコー (II) と (III) の位置がほとんど移動していないということは、雲を作る上昇流の位置が一定であることを意味し、山の風下に波が形成されていたことを示唆している。但し発生周期は20分から40分とかなりの幅を持っている。そのひとつの理由として考えられるのは、風上からやってくる降雪雲の影響である。山の風下波の発生には大気不安定度、風速及びその鉛直シアが重要であると考えられるため、雪雲が不定期に山に接近することによって、波の発生周期が乱されることは十分に考えられる。

エコー (I) が山の風下側で急速に消滅したこと、及び移動速度が同じく風下側で速くなったこと、及び山頂から離れた風下で雲が発生したということは、山頂の直ぐ風下側に強い下降流が存在していたことを示唆している。

本研究は科学技術庁の振興調整費によった。