



|                  |   |
|------------------|---|
| Title            | 降雪粒子の雲粒捕捉成長過程の地域特性  |
| Author(s)        | 播磨屋, 敏生; 沢田, 敏隆; 金村, 直俊   |
| Citation         | 北海道大学地球物理学研究報告, 62, 1-13  |
| Issue Date       | 1999-03-25  |
| DOI              | 10.14943/gbhu.62.1  |
| Doc URL          | <a href="http://hdl.handle.net/2115/14275">http://hdl.handle.net/2115/14275</a> |
| Type             | bulletin (article)  |
| File Information | 62_p1-13.pdf  |



[Instructions for use](#)

## 降雪粒子の雲粒捕捉成長過程の地域特性

播磨屋敏生・沢田 敏隆\*・金村 直俊\*

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(1998年12月17日受理)

### Regional Characteristics of the Riming Growth Process of Snow Particles

Toshio HARIMAYA, Toshitaka SAWADA and Naotoshi KANEMURA

(Received December 17, 1998)

Observations of snow particles were carried out at two different areas on the Ishikari Plain, Hokkaido : at Iwamizawa, an inland area, from January to February 1991 ; and at Shinoro, a seaside area, from January to February, 1992. The structure and behavior of snow clouds over the study areas were observed by dual-polarization Doppler radar.

Differential reflectivity ( $Z_{DR}$ ) was estimated by analyzing the data of dual-polarization Doppler radar to be about zero over 50% in mixing proportion of graupel particles. A comparison of  $Z_{DR}$  in the two study areas indicated that the riming growth process was more predominant in the seaside area than in the inland area.

In order to study quantitatively the riming growth process of snow particles, the amount of rime was measured as the riming proportion. On the basis of the riming proportion, it was clarified that the riming process plays an important role in the growth of snow particles in seaside areas, whereas its role in inland areas is not so important.

The relationships between the riming proportion and updraft over the observational site and between the riming proportion and growth stage of snow clouds were analyzed in order to determine the meteorological conditions that control regional characteristics of the contribution of the riming process to the growth of snow particles. It was found that the riming proportion is greater under meteorological conditions such as an increase in maximum updraft over the observational site and during the developing and mature stages of snow clouds.

The maximum updraft over the observational site and the frequency of developing and mature stages of snow clouds are greater in seaside areas than those in inland areas. These observational facts explain why the riming process plays an important role in the growth of snow particle in seaside areas but not in inland areas.

---

\* 現在, 札幌総合情報センター株式会社

\* Now with, Sapporo Information Network Co. Ltd.

## I. ま え が き

冬期季節風時における北海道石狩平野の降雪について、これまでさまざまな研究がなされてきた。降雪の一般的特徴は、筋状の降雪雲が石狩湾に進入し、石狩平野上の降雪分布も帯状をなすということである。降雪粒子に関しては、Higuchi(1963)とMagono et al.(1964,1966)によって、石狩平野の海岸部では霰や雲粒付着度の高い雪片が多く、内陸部では雲粒付着度の低い雪片や雲粒の付いていない雪片が多いことが顕微鏡観察で指摘されている。

降雪粒子は、昇華・雲粒捕捉・雪片形成の各過程により成長する。1個の降雪粒子の成長におけるそれぞれの成長過程の寄与率を調べることは、さきに述べたような降雪粒子の形成および降雪機構の地域による違いを研究する上で重要である。また、そのような研究は、降水の人工調節を考える上でも役立つと思われる。しかし、そのような研究はこれまでのところあまりなされていない。

降雪粒子の雲粒捕捉成長過程について、Hobbs et al.(1971)やReinking (1975, 1979)は、雪結晶に付着した雲粒の面積の割合から5種類又は6種類に分類して雲粒付着度を見積もっている。また、Fujiyoshi and Wakahama (1985)は、雪片を分解して、雪片を構成する雪結晶を雲粒付着度によって3種類に分類し、雲粒付着度と降雪強度の関係を調べ、雪結晶の雲粒付着度が増しても降雪強度は必ずしも強くならないことを報告している。しかし、これらの研究は定性的なものである。

これらの定性的な研究に対し、Harimaya and Sato(1989)は、降雪粒子の付着雲粒量を定量的に測定し、Harimaya and Sato(1992)ではその方法を用いて、北海道石狩平野の海岸部において降雪粒子の付着雲粒量と気象条件との関係を調べた。その後Harimaya and Kanemura(1995)は、同じく石狩平野の内陸部において同様のことを調べ、海岸部と比較した。その結果によると、海岸部では降雪粒子の成長において雲粒捕捉過程が重要な役割を果たしているが、内陸部ではそれほど重要な役割を果たしていなかった。そして、それらの観測事実を、気象条件の観点から説明した。

本研究では、先ず偏波レーダーを用いて北海道石狩平野の海岸部と内陸部での霰の降り方を比較した。そして、Harimaya and Sato(1989)の分解法により降雪粒子の付着雲粒量を雲粒寄与率として定量的に求め、石狩平野の海岸部と内陸部での降雪粒子の雲粒捕捉成長過程の地域特性を調べ、Harimaya and Kanemura(1995)の追試を行った。

## II. 観 測

1991年1月18日から2月3日まで、北海道石狩平野の内陸部に位置する岩見沢において、また、翌1992年1月15日から2月7日まで、北海道石狩平野の海岸部に位置する篠路において、降雪観測を行った。観測項目は、Harimaya and Sato(1989)の雪片分解法による雲粒寄与率、小西他(1988)の開発した電子天秤を使った秤量法による降雪強度、降雪粒子観測システムを用いた

降雪粒子の粒径分布と落下速度等である。これらの地上観測に対して、上空の降雪雲の状態を調べるためのレーダー観測も行われた。

Fig. 1 にそれぞれの観測点の位置を示す。1991年の岩見沢のデータの解析には美登位に設置された北海道大学低温科学研究所ドップラーレーダーにより得られたデータを、1992年の篠路のデータの解析には石狩湾新港に設置された北海道大学理学部偏波ドップラーレーダーにより得られたデータを使用した。また、後の解析で上昇流を求める際、Fig. 1には示していないが、小樽と厚田に設置された名古屋大学水圏科学研究所ドップラーレーダーにより得られたデータ、美登位の北海道大学低温科学研究所ドップラーレーダーにより得られたデータを使用した。また、III, IVで海岸部と内陸部の比較を行う際、海岸線から15 kmまでを海岸部、それより遠いところを内陸部とした。

地上における降雪観測では、季節風時の強風の影響を避けるために、二重防風ネット内で観測を行った。防風ネットの外で約10 m/sの風が吹いていても、防風ネットの中では降雪粒子がほぼ鉛直に落下する。防風ネット内では、降雪粒子の採取、降雪強度の測定、降雪粒子の粒径分布と落下速度の測定を行った。

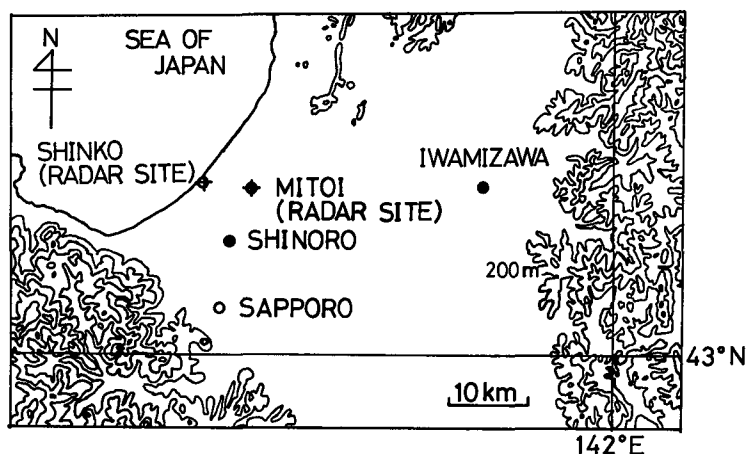


Fig. 1. Location of the observational sites. Solid circles represent the observational sites of snow particles.

### III. 観 測 結 果

#### 1. 海岸部と内陸部における降雪粒子の雲粒捕捉成長過程の比較

##### 1.1 $Z_{DR}$ による霰の降る頻度の地域間比較

ここでは、まず雲粒奇与率が100%である霰に着目する。一般的に、霰が降る頻度が多ければ、それだけ降雪粒子の雲粒捕捉成長過程が卓越していると考えられる。そこで、海岸部と内陸部で霰が降る頻度を比較するが、この比較には偏波レーダーの観測データにより求められる differen-

tial reflectivity  $Z_{DR}$  という量を用いた。これは標的となる粒子が扁平な形をしていると、水平偏波を出して水平偏波で返ってくる際の反射強度と垂直偏波を出して垂直偏波で返ってくる際の反射強度が違ってくるので、次式で定義される  $Z_{DR}$  を測定することにより粒子の形を知ることができる。

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

ここで、 $Z_H$  は水平偏波を出して水平偏波で返ってくる際の反射強度、 $Z_V$  は垂直偏波を出して垂直偏波で返ってくる際の反射強度を表している。レーダービームの標的となる粒子の形が球形であれば  $Z_{DR}$  は 0 に、扁平になるほど  $Z_{DR}$  は大きい正の値になる。ここではレーダーの標的となるのは降雪粒子であるが、もしこの降雪粒子が霰のような球形に近い粒子であれば、 $Z_{DR}$  は 0 に近い値をとると期待される。逆に、雪片のような扁平な粒子であれば、 $Z_{DR}$  は大きい正の値をとるものと考えられる。そこで、まず  $Z_{DR}$  と篠路で観測された霰混入率との関係を調べた。

Fig. 2 に新港レーダーサイトから篠路方向の  $Z_{DR}$  の RHI 断面を示す。この図には、2 つの例が示してあり、いずれも 1 月 24 日のケースであるが、左のケースは篠路での霰混入率が 100% であったとき、右のケースは篠路での霰混入率が 0% であったときにあたる。ここで、篠路を中心とした幅 1 km、高さ 500 m の範囲の  $Z_{DR}$  を見ると、左のケースでは 0.0 から 0.5 の部分が多いが、右のケースでは 0.5 から 1.0 の部分が多くなっている。このことから、 $Z_{DR}$  と霰混入率との間には、何か関

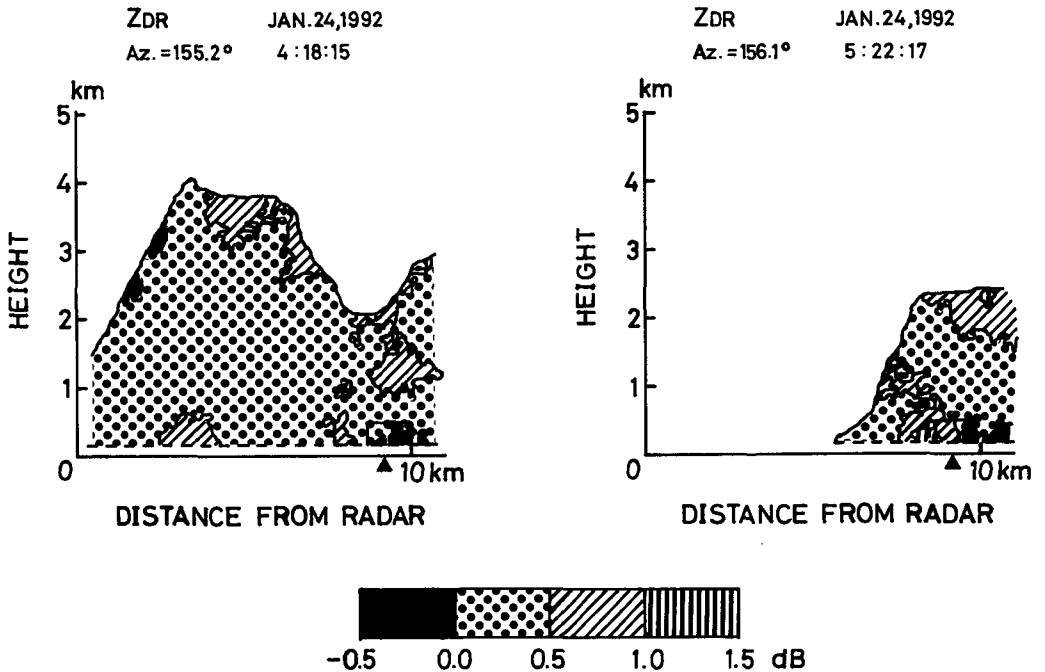


Fig. 2. RHI images of  $Z_{DR}$  along the line of Shinko (radar site) to Shinoro. Solid triangles represent the observational site at Shinoro.

係があることが期待される。そこで、 $Z_{DR}$ に対する霰混入率の関係を調べたのが Fig. 3 である。

この図によると、霰混入率が50%以上の時は降雪粒子の大部分が霰であるので、 $Z_{DR}$ は0.0から0.5の値になる。一方、霰混入率が50%以下の時は、降雪粒子の大部分は雪片である。このときの $Z_{DR}$ の値は、0.0から0.5のときもあれば、0.5から1.0のときもある。この原因は、雪片が回転しながら落下すると、見かけ上球形に近づくので、 $Z_{DR}$ は0に近い値をとり、静かに落下すると $Z_{DR}$ は大きい正の値をとるためであると考えられる。このように霰混入率が高ければ $Z_{DR}$ は0に近い値をとることが確かめられたので、次に $Z_{DR}$ を海岸部と内陸部で比較することを考える。

この比較には、地表の影響を避けるため、新港レーダーサイトから約90°(美登位)方向のRHIのデータを用いた。そのRHI断面の1例が Fig. 4 である。ここで、海岸部と内陸部の比較を行う際、海岸線から15 km までを海岸部としたが、この方向では海岸線に垂直でないで、それは約19 km に対応する。そこで、海岸部の地点としてレーダーから6 km, 11 km の地点、内陸部の地点として21 km, 26 km の地点をとった。海岸部、内陸部それぞれの2地点は等間隔にとった。ここで、篠路での霰混入率との関係を調べたときと同じように、幅1 km, 高さ500 m の範囲の $Z_{DR}$ を見ると、海岸部の2地点では $Z_{DR}$ は0に近い値が多く、内陸部の2地点では0.5より大きい値が多くなっている。そこで、同じことを30画面について調べ、統計をとったのが Fig. 5 である。

この図によると、海岸部(白丸)では $Z_{DR}$ は0に近い値が多く、内陸部(黒丸)では0.5より大きい値が多いことがわかる。このことと、さきに述べたように霰混入率が50%以上では $Z_{DR}$ は0に近い値をとることを考えれば、海岸部では内陸部に比べ霰の降る頻度が高いと考えられる。前に述べたように、一般に霰の降る頻度が高ければ降雪粒子の雲粒捕捉成長過程が卓越していると考えられることから、Fig. 5 の結果は海岸部では内陸部に比べ、降雪粒子の雲粒捕捉成長過程が卓越していることを示していることになる。

## 1.2 篠路と岩見沢での雲粒寄与率の比較

前節では、偏波レーダーのデータから、海岸部では内陸部に比べ降雪粒子の雲粒捕捉過程が卓

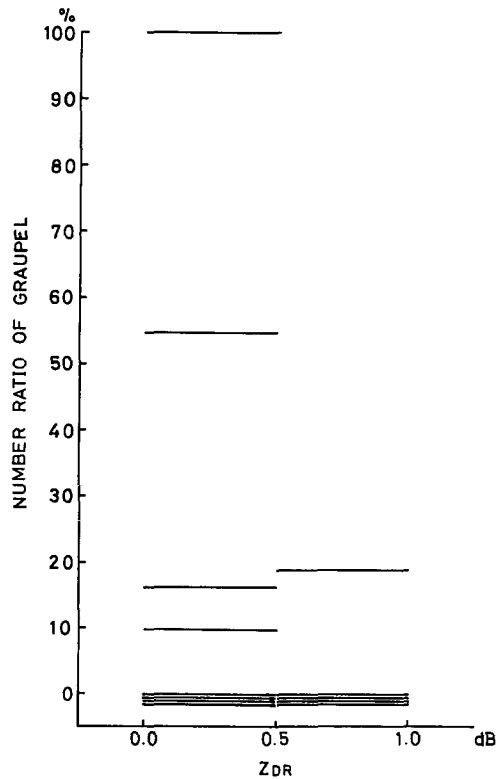


Fig. 3. Relationship between  $Z_{DR}$  and mixing proportion of graupel particles.

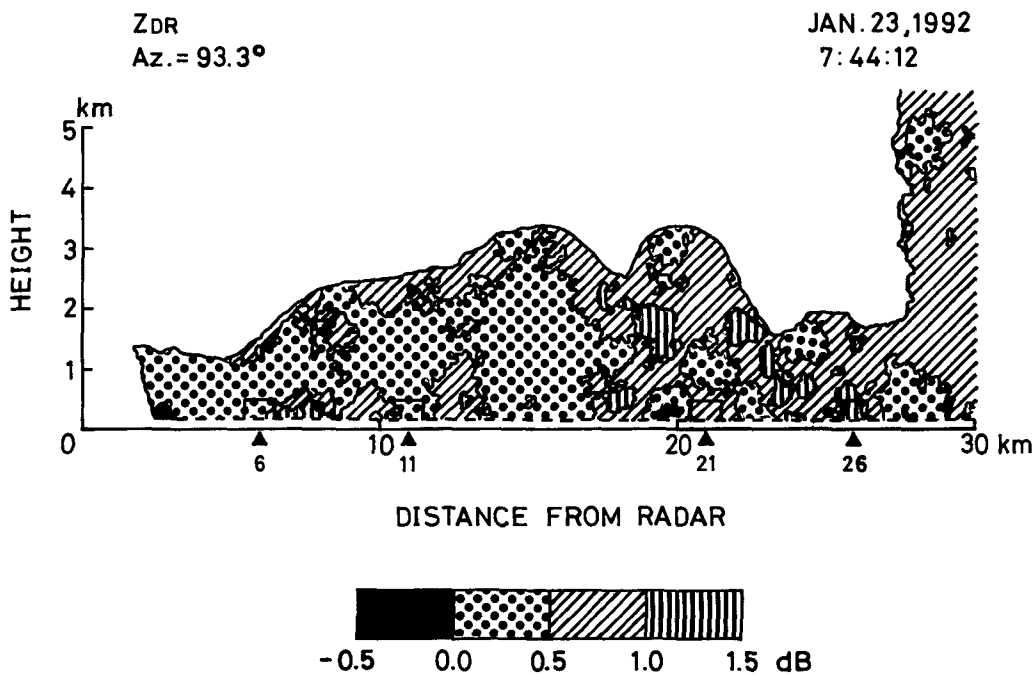


Fig. 4. RHI images of  $Z_{DR}$  along the line of Shinko (radar site) to Mitoi.

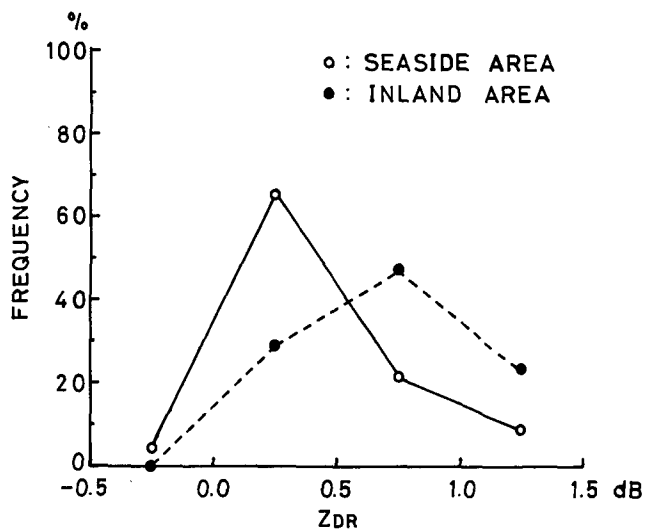


Fig. 5. Frequency distribution of  $Z_{DR}$ . The open circles denote the seaside area and solid circles the inland area.

越していることを示した。本節では、篠路と岩見沢での雲粒寄与率のデータを用いて、海岸部と内陸部での降雪粒子の雲粒捕捉成長過程の程度を比較する。

降雪強度と雲粒寄与率の関係を1992年の篠路のケースについて調べたのがFig. 6の左の図である。この図によると、降雪強度が強くなると雲粒寄与率の下限も大きくなっている。このことは、雲粒捕捉によって成長するときは強い降雪強度をもたらし得るということを示している。

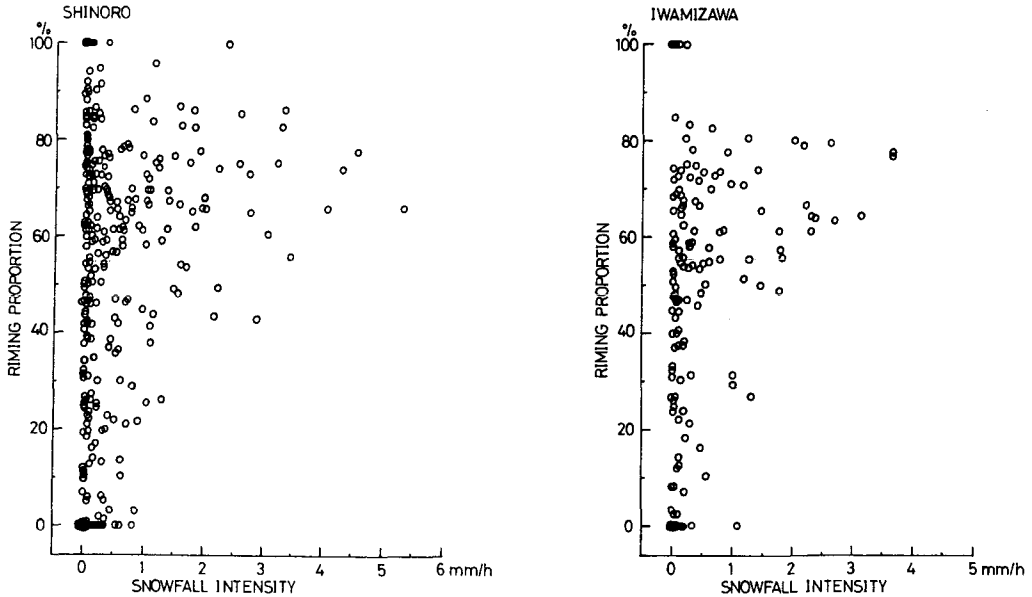


Fig. 6. Relationships between snowfall intensity and riming proportion at Shinoro (left side) and Iwamizawa (right side).

同じことを1991年の岩見沢のケースについて調べたのがFig. 6の右の図である。篠路の場合と同じように、降雪強度が強くなると雲粒寄与率の下限も大きくなっているが、今度は降雪強度が強いときでも雲粒寄与率が80%を越えることがほとんどなかった。このことは、内陸部の降雪では、海岸部の降雪に比べ、降雪強度が強いときでも降雪粒子の雲粒捕捉成長過程があまり寄与していないことを示している。

これらのことから、内陸部では海岸部に比べ、降雪粒子の雲粒捕捉成長過程が卓越していないといえる。このことを別の形で表したのがTable 1である。この表によると、内陸部の岩見沢で

Table 1. Riming proportions at Iwamizawa and Shinoro.

| OBSERVATION SITE           | RIMING PROPORTION |          |
|----------------------------|-------------------|----------|
|                            | 0%~50%            | 50%~100% |
| INLAND AREA<br>(IWAMIZAWA) | NUMBER OF DATA    | 92       |
|                            | RATIO             | 52.3%    |
| SEASIDE AREA<br>(SHINORO)  | NUMBER OF DATA    | 139      |
|                            | RATIO             | 42.4%    |



は雲粒寄与率の値が50~100%の場合が5割弱であるのに対し、海岸部の篠路では50~100%の場合が6割弱であった。また、Harimaya and Kanemura (1995)によると、岩見沢と篠路の差は約25%であった。年による変動が見られるものの、これらの結果から、海岸部では内陸部に比べ、降雪粒子の雲粒捕捉成長過程が卓越しているといえる。

## 2. 雲粒寄与率と気象条件の関係

前節では、雲粒寄与率の値が海岸部と内陸部で違うことを示した。次に、海岸部と内陸部でこのように差がでる原因を調べる必要があるが、そのためにまず雲粒寄与率と気象条件との関係を調べた。本節で調べたのは、降雪雲の発達段階と上昇流についてである。

一般に、発達期・成熟期の雲は、対流活動が活発で、雲粒の生成が活発に行われていると考えられる。そのような雲では、降雪粒子はたくさんの雲粒を捕捉して成長することができ、雲粒寄与率が大きくなると考えられる。一方、消滅期の雲は、対流活動が弱く、発達期・成熟期に生成された雲粒も降雪粒子の成長に使われ、氷晶化した雲であると考えられる。そのような雲では、降雪粒子は雲粒を捕捉して成長することができないので、雲粒寄与率は小さくなるものと考えられる。また、上昇流が大きければ、雲粒の生成が活発になり、雲粒寄与率が大きくなると考えられる。以上のような理由から、降雪雲の発達段階と雲粒寄与率の関係、上昇流と雲粒寄与率の関係を調べた。

### 2.1 降雪雲の発達段階と雲粒寄与率

Harimaya and Sato (1992)に従って、降雪雲の発達段階を調べ、雲粒寄与率との関係を調べたのが Fig. 7 である。この図によると、発達期・成熟期の雲の方が消滅期の雲よりも雲粒寄与率

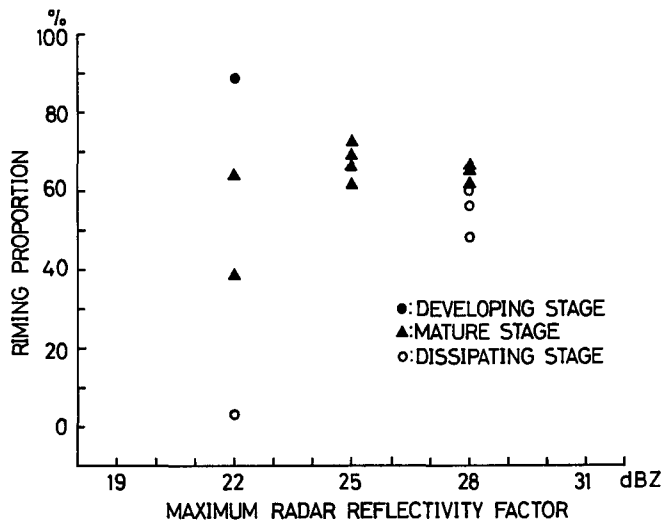


Fig. 7. Relationship between the growth stage of snow clouds and riming proportion. The growth stages are indicated by symbols given in the legend.

が大きくなっている。このことから、発達期・成熟期の雲は雲粒をたくさん含んだ混合雲であり、消滅期の雲は雲粒をほとんど含まない氷晶化された雲であると考えられる。

## 2.2 上昇流と雲粒寄与率

ここでは、上昇流は小樽・厚田に設置された名古屋大学水圏科学研究所ドップラーレーダーのデータ、美登位に設置された北海道大学低温科学研究所ドップラーレーダーのデータを使用し、dual doppler の解析により求めた。まず、水平風の発散を求め、それを下から積分して上昇流を求めた。このようにして求めた篠路上空の最大上昇流と雲粒寄与率の関係を調べたのが Fig. 8 である。

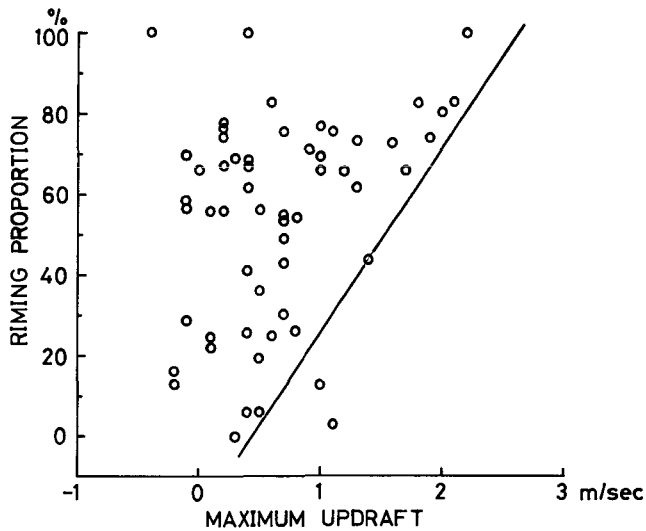


Fig. 8. Relationship between the maximum updraft over the observational site and riming proportion at Shinoro.

この図によると、上昇流が小さいときは雲粒寄与率の値はばらつくが、上昇流が大きくなると雲粒寄与率の下限も大きくなっている。この結果は、上昇流が大きくなると、雲粒の生成が活発になり、降雪粒子はたくさんの雲粒を捕捉して成長でき、雲粒寄与率が大きくなることを示していると考えられる。

## IV. 考 察

### 1. 海岸部と内陸部での気象条件の比較

前章では1で降雪粒子の雲粒捕捉成長の海岸部と内陸部での違い、2で雲粒寄与率と気象条件との関係を調べた。本章ではIII.2の結果をふまえて、海岸部と内陸部の降雪粒子の雲粒捕捉成長過程がIII.1で示したように差がある理由を考える。具体的には、降雪雲の発達段階と上昇流について、海岸部と内陸部で比較する。

### 1.1 海岸部と内陸部での降雪雲発達段階の違い

降雪雲の発達段階の比較の方法は次の通りである。まず石狩平野を通過するエコーセルを III.2.1 と同様の方法で追跡し、発達段階を調べた。エコーセルの反射強度がピークに達する前の段階を発達期、ピークに達した時を成熟期、ピークに達した後を消滅期とした。そして、海岸部と内陸部ではそれぞれの発達段階にあるかを調べ、統計をとったのが Fig. 9 である。なお、海岸部と内陸部の境界線は、 $Z_{DR}$  の比較の時と同様に、海岸線から 15 km とした。

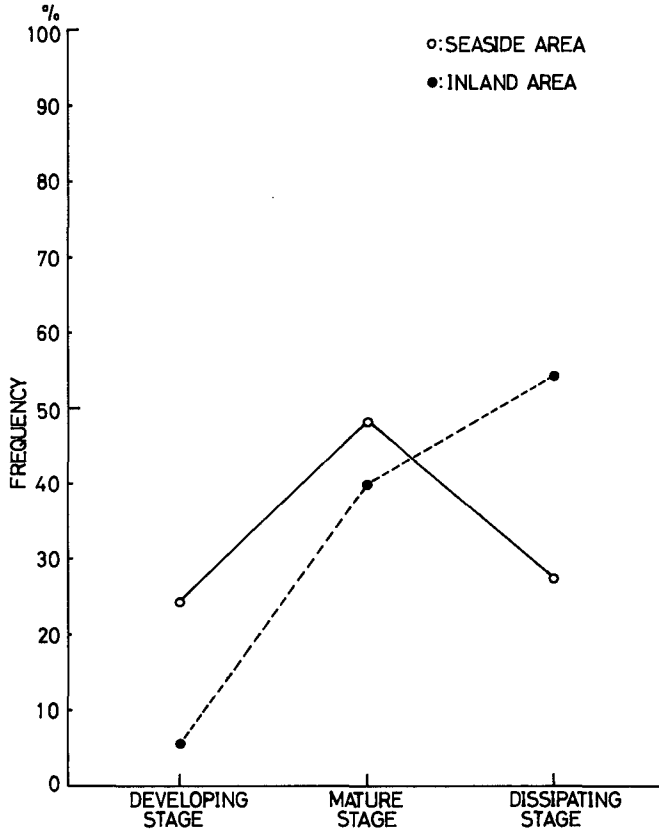


Fig. 9. As in Fig. 5, except for the growth stages of snow clouds.

Fig. 9 によると、海岸部（白丸）では内陸部（黒丸）に比べ、発達期・成熟期の雲が通ることが多くなっている。逆に、内陸部では海岸部に比べ、消滅期の雲が通ることが多くなっている。この結果と、III.2.1 で述べたように、発達期・成熟期の雲の方が消滅期の雲に比べ雲粒寄与率の値が大きかったことを考えると、III.1 で述べたように海岸部では内陸部に比べ降雪粒子の雲粒捕捉成長過程が卓越していることが説明できる。

### 1.2 海岸部と内陸部での上昇流の違い

前節では、降雪雲の発達段階を比較することにより、海岸部では内陸部に比べ降雪粒子の雲粒捕捉成長過程が卓越している原因を調べた。本節では、上昇流について同様に比較することによ

り、海岸部と内陸部で降雪粒子の雲粒捕捉成長過程に違いが生ずる原因を考える。

その方法は、次の通りである。石狩平野上のエコーセルを追跡し、III.2.2と同様に dual doppler の解析によりエコーセル内の上昇流を求め、海岸部と内陸部で統計をとったのが Fig. 10 である。海岸部と内陸部での比較の際には、前節での比較と同様、海岸部と内陸部の境界線は海岸線から 15 km までとした。

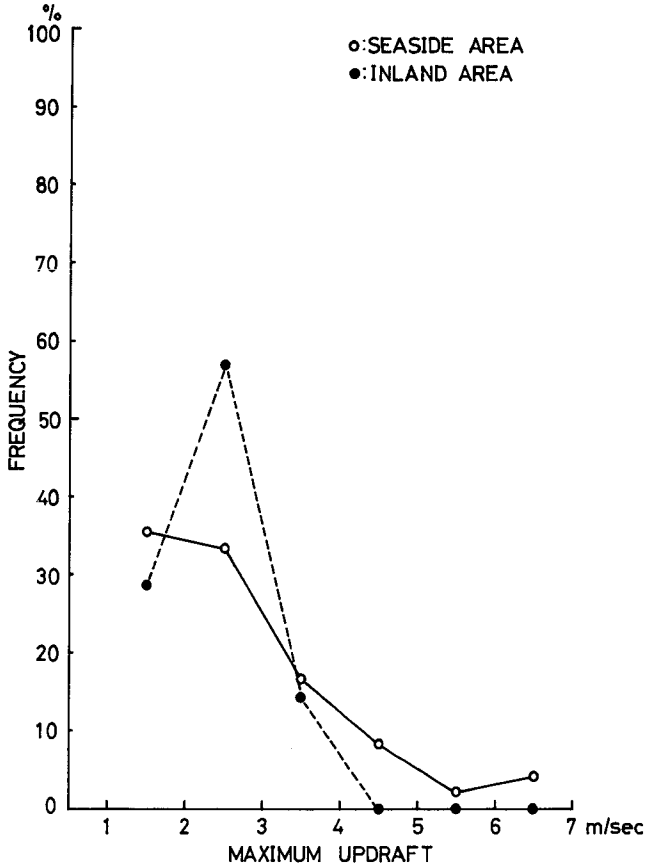


Fig. 10. As in Fig. 5, except for the maximum updraft over the observational site.

この図によると、内陸部（黒丸）では海岸部（白丸）に比べ、上昇流の小さい降雪雲が多かったことがわかる。一方、海岸部では内陸部に比べ、上昇流の大きい降雪雲が多かったことがわかる。この結果と、III.2.2.で述べたように、上昇流が大きくなると雲粒寄与率の下限も大きくなったことを考えれば、海岸部では内陸部に比べ、降雪粒子の雲粒捕捉成長過程が卓越している理由が説明できる。

## V. ま と め

1991年冬期に、北海道石狩平野の内陸部に位置する岩見沢において、翌1992年冬期に、同じく石狩平野の海岸部に位置する篠路において降雪観測を行った。地上での観測に対し、上空の降雪雲の状態を知るためのレーダー観測も同時に行われた。

偏波レーダーによる観測結果から、海岸部では内陸部に比べ霰の降る頻度が高いことが示され、よって海岸部では内陸部に比べ降雪粒子の雲粒捕捉成長過程が卓越していることがわかった。

また、降雪粒子の付着雲粒量を雲粒寄与率という形で定量的に測定した結果、海岸部では、降雪強度の強い降雪では降雪粒子の成長において雲粒捕捉成長過程が大きく寄与していることが示された。一方、内陸部では、降雪強度が強いときでも雲粒捕捉成長過程の寄与がそれほど大きくなかった。よって、海岸部では内陸部に比べ、降雪粒子の捕捉成長過程が卓越していることが示された。

そこで、なぜ海岸部では内陸部に比べ降雪粒子の雲粒捕捉成長過程が卓越するのか、その原因を調べるため、まず雲粒寄与率と気象条件との関係を調べた。ここでは、降雪雲の発達段階と雲粒寄与率との関係、観測点上空の上昇流と雲粒寄与率との関係を調べた。すると、発達期・成熟期の雲が通るときの方が、消滅期の雲が通るときよりも雲粒寄与率の値が大きくなることがわかった。また、上昇流が大きくなると雲粒寄与率の下限も大きくなることがわかった。

降雪雲の発達段階と雲粒寄与率、上昇流と雲粒寄与率の関係がわかったので、次にこれらについての海岸部と内陸部で比較した。すると、海岸部では内陸部に比べ発達期・成熟期の雲が通ることが多く、内陸部では海岸部に比べ消滅期の雲が通ることが多かった。また、降雪雲内の上昇流も、海岸部では内陸部に比べ大きいことがわかった。これらの結果から、海岸部では内陸部に比べ、降雪粒子の雲粒捕捉成長過程が卓越している理由が説明できた。これらの結果は、Harimaya and Kanemura (1995)の結果と一致する。

謝辞 解析にあたり、レーダーデータを使わせていただいた事に対して、北海道大学理学部気象学講座、北海道大学低温科学研究所降雪物理学部門・雪氷気候物理学部門、名古屋大学水圏科学研究所水循環部門に感謝申し上げます。本研究の一部は、文部省科学研究費補助金によって行われた。

## 文 献

- Fujiyoshi, Y. and G. Wakahama, 1985. On Snow Particles Comprising an Aggregate. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1667-1674.
- Harimaya, T. and N. Kanemura, 1995. Comparison of the Riming Growth of Snow Particles between Coastal and Inland Areas. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 25-36.
- Harimaya, T. and M. Sato, 1989. Measurement of the Riming Amount on Snowflakes. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. VII, **8**, 355-366.
- Harimaya, T. and M. Sato, 1992. The Riming Proportion in Snow Particles Falling on Coastal Areas. *J.*

- Meteor. Soc. Japan, **70**, 57-65.
- Higuchi, K., 1963, The Band Structure of Snowfalls. J. Meteor. Soc. Japan, **41**, 53-70.
- Hobbs, P.V. and Collaborators, 1971. Studies of Winter Cyclonic Storms over the Cascade Mountains (1970-1971). Res. Rept., 6. Dept. Atmos. Sci., Univ. of Washington, 360 pp.
- 小西啓之・遠藤辰雄・若濱五郎, 1988. 電子天秤を用いた降雪強度計の試作. 雪氷, **50**, 3-7.
- Magono, C., K. Kikuchi, T. Kimura, S. Tazawa and T. Kasai, 1966. A Study on the Snowfall in the Winter Monsoon Season in Hokkaido with Special Reference to Low Land Snowfall (Investigation of Snow Crystal VI). J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, **2**, 287-308.
- Magono, C., K. Kikuchi, S. Lee, T. Endo and T. Kasai, 1964. An Observation of Snow Crystals and Their Mother Cloud (Investigation of Natural Snow Crystals V). J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII, **2**, 123-148.
- Reinking, R.F., 1975. Formation of Graupel, J. Appl. Meteor., **14**, 745-754.
- Reinking, R.F., 1979. The Onset and Early Growth of Snow Crystal by Accretion of Droplets. J. Atmos. Sci., **36**, 870-881.