

# 春季低気圧付近に観測される二種類の層状性降水雲\*

劉 国勝\*\*・武田 喬男\*\*\*

## 要 旨

春季の低気圧に伴う層状性降水雲のレーダ観測は、レーダエコー強度が上層で小さく、中層で下方に向かって急速に増加するものと、上層、中層ともにエコーが強いが中層での下方への増加は小さい二種類のエコー鉛直分布があることを示す。レーダ観測データの解析と数値計算の結果からこれらは、Liu and Takeda (1988) が示した氷晶化度が異なる2つのタイプ(タイプAとタイプB)の雲と対応することがわかった。また、1985年と1987年名古屋(35°N, 137°E)でのレーダ観測データをまとめた結果、春季の層状性降水雲のレーダエコー鉛直分布の多くが、これら2つのタイプのレーダエコー鉛直分布(タイプA, タイプBに対応)のいずれかに属することが示された。

## 1. はじめに

低気圧や前線に伴う層状雲の構造と降水形成過程に関する研究は、主に北米やヨーロッパの高緯度(40°~60°N)のものについて行われてきた(例えば, Cunningham, 1951; Browning & Harrold, 1969; Houze & Hobbs, 1982)。これらの研究により、数百 km 以上に広がる層状雲の中に meso-scale の降水現象が存在すること、“seeder-feeder”過程が降水形成過程において重要であることが明らかにされてきた。また、中層の meso-scale の循環に伴う上昇流の強さは降水成長過程に大きな影響を与え、温暖前線の rainband の雲については、水平に比較的均質な弱い上昇流のもとで降水粒子が主に昇華により成長する雲と、より強い上昇流のもとで降水粒子が主に雲粒付着により成長する雲との2つのタイプが観測された(Herzogh & Hobbs, 1980; Houze *et al.*, 1981)。

より低緯度にある日本付近の低気圧に伴う層状雲については、その構造、降水形成過程共に、まだ十分に調べられていないが、名古屋大学では近年、主にリモート・センシング手法を用いた観測により、層状性降水雲の構造、降水形成過程を調べてきた。Takeda and Horiguchi

(1986)は、レーザ・レーダエコーの偏光解消度から雲内の氷粒子と水滴の混合状態を評価すると共に、8.6 mm 波レーダを併用して層状雲の微細構造について事例解析を行い、過冷却水滴が多い層と少ない層とで氷粒子の成長過程は違うことを示した。また、Fujiyoshi *et al.* (1980)は、レーダと地上大気電場の同時観測によって、中層雲内での降水成長過程について異なる降水セルにもとづく氷粒子の混合過程を調べた。そして、ブライトバンドが観測された中層雲を対流性エコーを含むタイプと含まないタイプの2つに大きく分類し、前者は上昇域内では雲粒付着成長が卓越し、後者は昇華成長が卓越すると指摘した。ただし、これらの研究では、雲水量は観測しなかったため、雲中の過冷却水滴の大小は他のデータから推定したものである。

それに対して、Liu and Takeda (1988)は、マイクロ波放射計と8.6 mm 波レーダを同時に用いて春季日本付近を通過する低気圧に伴う層状雲の観測を行い、雲水量と氷粒子の量の存在状態—“氷晶化度”(glaciation degree)を評価した。その結果、総凝結水量(鉛直方向に積算した雲水量と氷粒子の量の和)がある程度大きい雲には、氷晶化度と構造が異なる2つのタイプ(Aタイプ, Bタイプ)の層状雲があることが示された。

上述の研究を発展させるため、本研究では、レーダ観測と数値計算によって、この2つのタイプの雲の降水形成過程および出現特徴などを調べる。なお、本研究は主に春季低気圧の通過に伴う層状性降水雲について行ったものである。

\* Two types of stratiform precipitating clouds associated with cyclones.

\*\* Guosheng Liu, 名古屋大学水圏科学研究所.

\*\*\* Takao Takeda, 名古屋大学水圏科学研究所.

——1988年9月8日受領——

——1988年12月20日受理——

## 2. 2つのタイプの層状性降水雲

### 2.1 タイプAとタイプBの雲の特徴

第1節でも述べたように、マイクロ波放射計と8.6 mm波レーダを同時に用いた観測により、春季日本付近を通過する低気圧に伴う層状雲には、氷晶化度が異なる2つのタイプの雲—タイプAとタイプB—が存在することが示された(Liu & Takeda, 1988)。タイプAの雲は中層にある一層のものであり、総凝結水量(鉛直方向に積算した液体水量と氷水量の和)の約90%が過冷却水滴の形で存在している。また、タイプBの雲は上層、中層の二層構造をもつ雲であり、総凝結水量の半分以上が氷粒子である。タイプAの雲では、氷粒子が中層雲の頂付近で形成される一方、タイプBの雲では、氷粒子は上層雲で形成され、中層へ seed される。両タイプの雲の総凝結水量はそれほど違わないが、タイプBの雲は seeder-feeder 過程を通じてタイプAの雲に比べて氷晶化がかなり進んでいると考えられる。

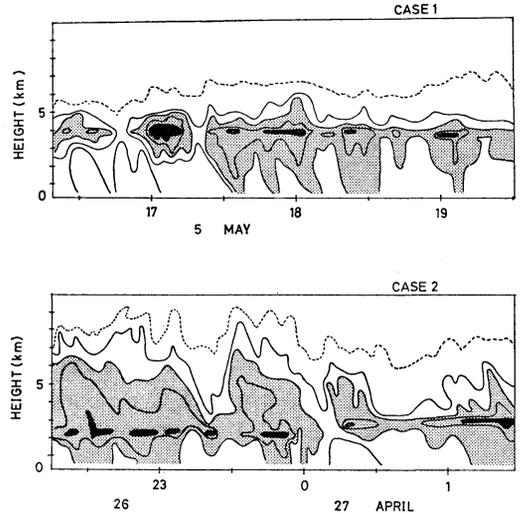
また、タイプAの雲については、中層に水平数十 km の大きさのエコーセルが見られ、それに対応して雲水量の増加が観測される。つまり、このタイプの雲は中層に数十 km の間隔で空気の強い上昇があり、それに伴って、水滴も氷粒子もまわりより多くなっている。タイプBについては、このような水滴と氷粒子の同時増加は見られず、両者は、むしろ、逆の傾向で変化する。

なお、この2つのタイプの雲は、総凝結水量はある程度大きい雲 ( $>30 \text{ mg/cm}^2$ ) であるが、降水が地上まで到達していない層状雲である(マイクロ波放射計による観測は、地上で降水が観測されるときには行われていない)。

### 2.2 2つのタイプのレーダエコー

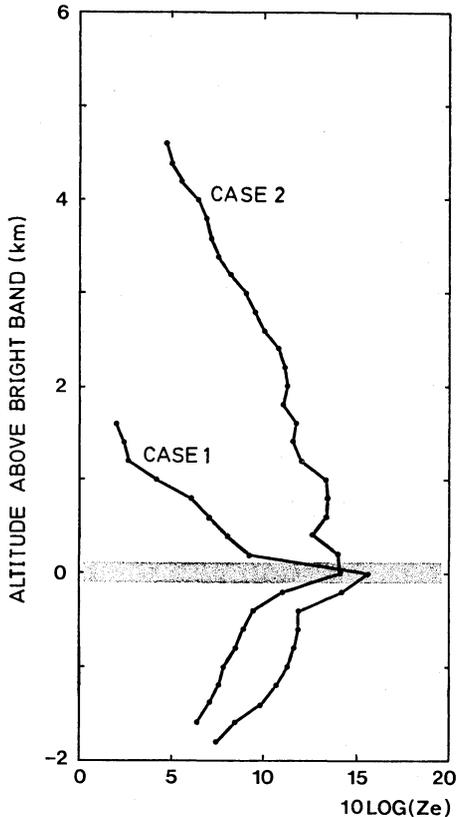
層状性降水雲のレーダエコーの大きな特徴の一つは氷粒子の融解に伴う強いエコーの層—ブライtband (bright-band) の存在である。これは、氷粒子が融解しながら  $0^\circ\text{C}$  高度を通して次々と落ちていくことを意味する。観測されたケースのほとんどはブライtband 以下の層でレーダエコー強度の下向き増加がなく、これらの層での降水粒子の成長はないと考えられる。 $0^\circ\text{C}$  高度以上の層状雲内の水滴は一般に小さく、レーダでは探知できず、レーダエコーの強度は氷粒子の量を反映しているとみなすことができる。ここでは、 $0^\circ\text{C}$  高度以上の層に注目し、そこでの氷粒子の量の変化を調べる。

レーダ観測は名古屋大学の3.2 cm 鉛直レーダにより行われた。春季低気圧の通過に伴って観測されるブライtbandをもつレーダエコーには、2つのタイプのもの

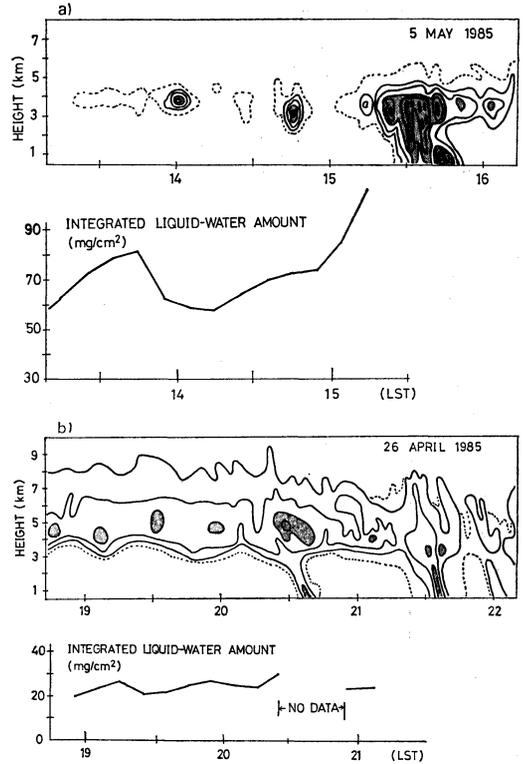


第1図 Case 1 および case 2 のレーダエコー強度の時間高度断面図。破線はレーダエコーの限界である。実線はレーダエコー強度の等値線で、外側から5, 10, 15, 20 dBZ で、影をつけた部分は10 dBZ 以上、黒く塗った部分は20 dBZ 以上である。

が観測される。その代表例を第1図、第2図に示す。第1図は1985年5月5日16:22~19:32 (case 1) と1985年4月26日22:15~27日1:25 (case 2) のレーダエコー強度 ( $10 \log Z_e$ ,  $Z_e$ : 等価レーダ反射強度因子) の時間高度断面図を、第2図はそれぞれの case の平均レーダエコー強度の鉛直分布を示す。第2図では、エコーが不連続に現れた上層の高度については平均レーダエコー強度を示していない。両 case とも地上雨量は弱く、時間雨量は1 mm 未満であった。両 case のレーダエコー強度鉛直分布は非常に異なる。まず、エコー頂は、case 1 ではブライtband 上約2 km ぐらいで、case 2 ではブライtband 上約7 km である。また、両 case の平均エコー強度は、ブライtband 高度ではほぼ同じであり、以下の高度でも同じような傾向で減少するが、ブライtband 以上の高度での変化が非常に異なる。case 1 ではブライtband の上約2 km から下方にいくに従って、エコー強度が急速に約0 dBZ から15 dBZ ぐらいまで増加したのに対して、case 2 では上層、中層ともにエコー強度が強いが、その増加度が小さく、ブライtband の上2.5 km から下方への増加は特に小さい。このような下向きの平均エコー強度の増加は、それぞれの時間帯の平均的な氷粒子の成長度を示していると考えら



第2図 Case 1 および case 2 の平均レーダエコー鉛直分布. それぞれ第1図に示した時間(5月5日17:00~19:00, 4月26日22:15~27日0:15)の平均である. なお, 高度は, ブライトバンドの中心高度を基準にして示されている.



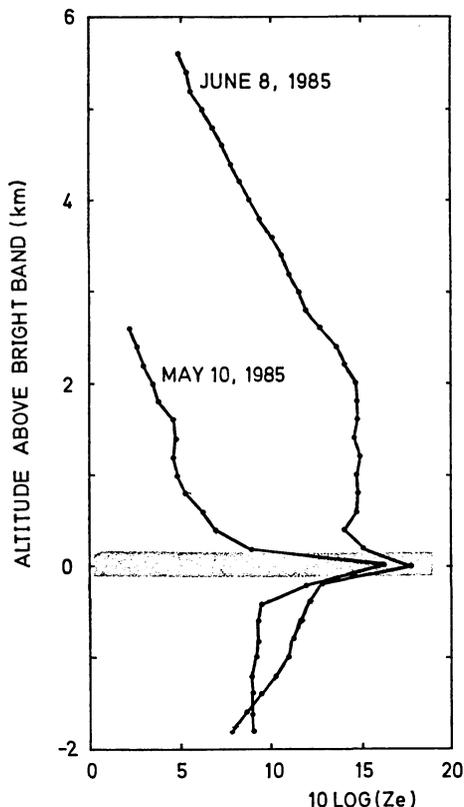
第3図 ミリ波レーダレーダエコーの時間高度断面図(上)と雲水量の変化(下). a)は1985年5月5日のケースで, b)は1985年4月26日のケースである. 上図では, 破線はレーダエコーの限界を表す. 実線はレーダエコー強度の等値線で, 外側から -5, 0, 10, 15 dBZ で, 影をつけた部分は 5 dBZ 以上, 黒く塗った部分は 15 dBZ 以上である.

れる.

Case 1 が観測された1985年5月5日は, 地上で雨が降る直前, タイプAの雲がマイクロ波放射計と 8.6 mm 波レーダによって観測され, 13:00~15:00の間の鉛直積分した液体水量と氷水量はそれぞれ約 70 mg/cm<sup>2</sup> と 5 mg/cm<sup>2</sup> である(第3図 a). 上層のレーダエコーはなく, エコー頂は約 6 km であった. また, case 2 の1985年4月26日では, 雨が降る直前の19:00~20:00の間の液体水量と氷水量はそれぞれ約 23 mg/cm<sup>2</sup> と 27 mg/cm<sup>2</sup> であり, エコー頂は約 9.5 km であった(第3図 b). 地上で雨が降りをはじめからマイクロ波放射計による観測は行われていないが, case 1 と case 2 の降水雲が観測される約2時間前(水平距離にして約 100 km

離れた所)にそれぞれタイプAとタイプBの雲が認められた. また, 雨が降り始める前後の数時間ではエコー頂高度はそれぞれほとんど変わらなかった.

もう1例, 第4図に2つのタイプのレーダエコーを示す. 1985年5月10日 19:30~21:30のレーダエコー強度鉛直分布は第2図の case 1 と同じであり, 1985年6月8日の2:00~4:00の鉛直分布は case 2 と同じタイプのものである. 1985年5月10日の12:00~16:00にはタイプAの雲が, また, 1985年6月7日の21:00~23:00にはタイプBの雲が観測されている. 第4節でも述べるようにこの2つのタイプのレーダエコーはしばしば観測されたものである.



第4図 第2図と同じ。ただし、1985年5月10日と6月8日の case である。

### 2.3 2つのタイプの雲の構造についての仮説

マイクロ波放射計による観測は地上で雨が降っている時は行うことができないため、氷晶化度が大きく異なるタイプAの雲およびタイプBの雲を、地上に雨が降っている状態での2つのタイプのレーダエコーと直接対応させることはできない。しかし、上述したように、2つのタイプのレーダエコーは、それぞれが観測される前にタイプAの雲、タイプBの雲が観測されることがしばしばあるから、2つのタイプのレーダエコーは、それぞれタイプAの雲、タイプBの雲からの降水のレーダエコーに対応するという仮説をたてることができる。すなわち、タイプAとタイプBの雲からの降水のレーダエコー分布はそれぞれ、(1) 上層にエコーがなく中層で下方に行くに従い急速に強度が増すものと、(2) 上層、中層共にエコーが強いが中層での下方への強度の増加は小さいものに対応すると考えられる。

この対応関係はタイプAとタイプBの雲の性質からも

予想される。すなわち、タイプAの雲は上層雲がなく中層雲に多量な過冷却水滴が存在するため、雲中で氷粒子が急速に成長できる。それによって、(1)のようなエコー分布が形成される。一方、タイプBの雲はかなりの量の氷粒子が上層で形成され、中層へ seed され、上層、中層ともに氷粒子の量が多いが、中層雲に過冷却水滴が少ないため氷粒子の成長はタイプAの雲に比べて顕著でない。そのため、上層、中層ともにエコー強度が大きい、中層において下向き増加度は大きくない。つまり、タイプAとタイプBの雲では上層雲の有無と中層雲内の過冷却水量の大小の違いによって、上述の異なるエコー分布を生じるのであろうと解釈することができる。

### 3. 降水成長過程の数値計算

この節では簡単な数値モデルを用いて、前節で述べた雲のタイプと降水粒子（エコー強度）の鉛直分布との対応関係の仮説を確かめると共に、上層からの氷粒子の seeding および中層での過冷却水滴の量の大小がどのように降水成長過程に影響を及ぼすかを調べる。

#### 3.1 数値モデル

ここで用いたモデルは、Rutledge and Hobbs (1983) が用いたものを本研究のために少し変えたものである。雲の鉛直方向の平均的性質だけを調べるので、モデルは鉛直方向1次元のものにした。計算領域は  $0^{\circ}\text{C}$  高度から上の 2 km の中層域で、格子点間隔は 100 m とした。上下の境界条件はオープンであり、空気、水蒸気は下から計算域に入り、上から計算域外へ出る。

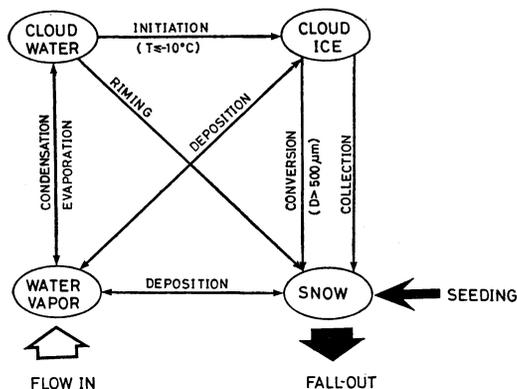
水物質は水蒸気 (water vapor)、雲水 (cloud water)、氷晶 (cloud ice)、雪 (snow) の四種類である。氷晶と雪は、ここでは空気に相対的に落下しない氷粒子と落下する氷粒子を意味している。雲水もまた空気に対して相対運動をしない。層状雲の場合、一般に  $0^{\circ}\text{C}$  高度以上では雨滴が形成されにくいので、ここでは雨滴の形成過程は含まれていない。水物質は bulk で取り扱われ、雲水と氷晶は単一粒径の粒子、雪粒子は次のような指数関数の粒径分布をしている粒子とする；

$$N(D_s)dD_s = N_{0s} \exp(-\lambda_s D_s) dD_s \quad (1)$$

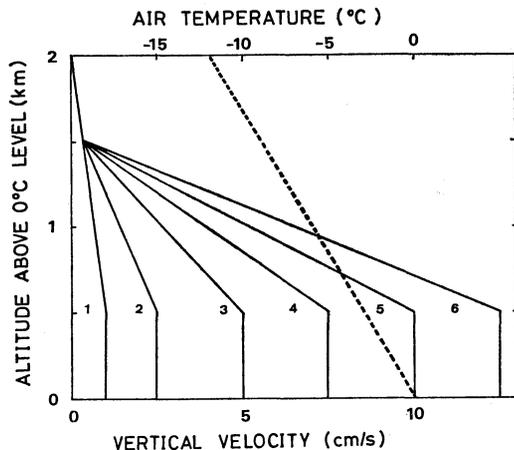
$\lambda_s$  は次のように雪の混合比 ( $q_s$ ) で決められる；

$$\lambda_s = \left( \frac{\pi \rho_s N_{0s}}{\rho q_s} \right)^{0.25} \quad (2)$$

ここで、 $N_{0s} = 8 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$ 、 $\rho_s = 200 \text{ kg/m}^3$ 、 $N(D_s)$  は、直径  $D_s$  の雪粒子の数密度で、 $\rho$  と  $\rho_s$  はそれぞれ空気と雪の密度である。雪粒子の落下群速度 [ $V_s$ : mass-



第5図 数値モデルに含まれる雲物理過程。Tは気温，Dは雪粒子の直径である。



第6図 数値計算で用いた上昇速度（実線）と気温の鉛直分布（破線）。

weighted fallspeed, Rutledge and Hobbs (1983)] は次のように与えられる;

$$V_s = a \frac{\Gamma(4+b)}{6} \lambda_s^{-b} \left( \frac{p_0}{p} \right)^{0.4} \quad (3)$$

ただし、 $\Gamma(\ )$  はガンマ関数である。これは樹枝状の雪粒子に対応するものであり、 $a$  と  $b$  は常数で、 $p_0=1000$  mb、 $p$  は気圧である。

上昇速度 ( $w$ ) は一定とし、水蒸気 ( $q_v$ )、雲水 ( $q_c$ )、氷晶 ( $q_i$ ) の混合比の時間変化は、

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -w \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{S}{\rho} \quad (4)$$

( $q=q_v, q_c, q_i$ )

の保存の式で与えられる。 $S$  ( $=S_v, S_c, S_i$ ) は雲物理過程による各量の生成 (消滅) 率である。 $z$  は高度、 $t$  は時間である。また、雪の混合比 ( $q_s$ ) の時間変化は、

$$\frac{\partial q_s}{\partial t} = -w \frac{\partial q_s}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial(\rho q_s V_s)}{\partial z} + \frac{S_s}{\rho} \quad (5)$$

で与えられる。 $S_s$  は雲物理過程による雪の生成率である。

数値モデルに含まれる雲の微物理過程は第5図に示されている。上昇運動によって過飽和になった水蒸気が凝結し、水滴 (雲水) が生成される。 $-10^\circ\text{C}$  以下の温度域で水滴の凍結によって氷晶が形成される。大きく成長した氷晶は雪となって昇華、雲粒付着 (riming) などの過程を通してさらに成長しながら落下する。各過程を表す式の中で、氷晶の形成以外のものは Rutledge and Hobbs (1983) が用いたものと同じであるので、ここでは省略する。

氷晶の形成については、Rutledge and Hobbs は、 $0^\circ\text{C}$  以下の温度区域で Fletcher (1962) がまとめた氷晶

核数 [(6) 式] に従って水蒸気から昇華により氷晶が生成されるとしたが、本研究では  $-10^\circ\text{C}$  以下の温度区域で Fletcher の氷晶核数に従って水滴から凍結によって形成されるとした。これは、 $-10^\circ\text{C}$  以上の温度域で水滴が一般的には過冷却の形で存在することを考慮しているからである。従って、気温 ( $T$ ) での氷晶核数 ( $n_i$ ) は、

$$n_i = n_0 \exp[\beta(T_0 - T)] \quad (6)$$

である。ここで、 $n_0=10^{-2} \text{ m}^{-3}$ 、 $\beta=0.6$ 、 $T_0=0^\circ\text{C}$ 。これらの氷晶核は計算の1つの時間ステップ (10 sec) で活性化し、1つの氷晶核につき質量  $M_0=10^{-12} \text{ kg}$  (直径  $12.9 \mu\text{m}$  の平板状氷晶に相当) の氷晶ができるとする。氷晶核の活性化による氷晶の生成率 ( $P_{\text{int}}$ ) は、

$$P_{\text{int}} = \min(M_0 n_i / \delta t, \rho q_c / \delta t) \quad (7)$$

で計算する (Rutledge and Hobbs, 1983)。ここで、 $\delta t$  は時間ステップである。

数値計算は上層から seed される雪の量と中層の上昇流の強さが異なる 24 case について行った。用いた上昇速度の鉛直分布と気温分布を第6図に示す。計算を始めた約3時間後に氷晶が形成され、6時間後に各変量は定常状態になる。平均した観測データは定常状態を反映すると考え、以下に示す結果はすべて定常のものである。

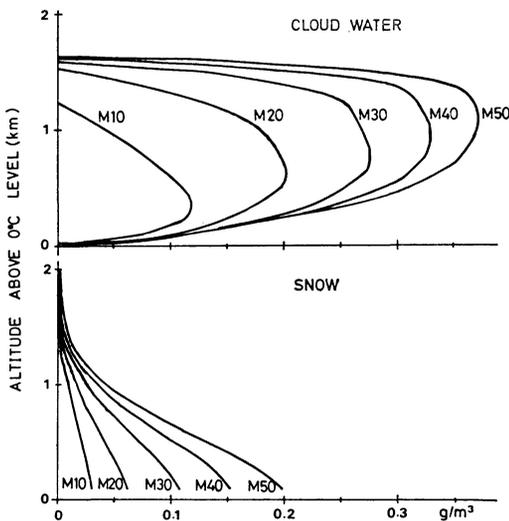
計算した case を第1表にまとめている。 $q_{s0}$  (g/kg) は上層からの seeding 量を、 $w_n$  は第6図に示した上昇速度の鉛直分布の番号を表す。

### 3.2 雲のタイプと降水粒子の鉛直分布

第7図に5つの case (M10, M20, M30, M40, M50)

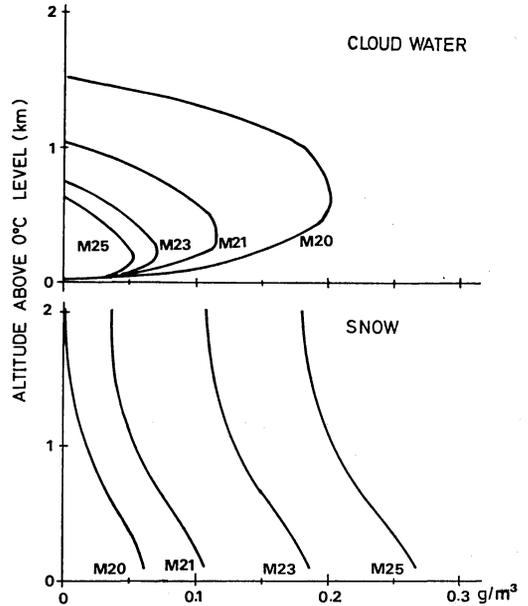
第1表 数値計算を行った case

$w_n$	$q_{s0}$	0.0	0.05	0.15	0.25
1		M10	M11	M13	M15
2		M20	M21	M23	M25
3		M30	M31	M33	M35
4		M40	M41	M43	M45
5		M50	M51	M53	M55
6		M60	M61	M63	M65



第7図 雲水(上)と雪(下)の量の鉛直分布。

の雲水と雪の量の鉛直分布を示す。氷晶は雲頂の極く薄い層にしか存在せず、量も他の水物質に比べて1桁以上小さいので、ここでは示していない。これらの case では上層からの氷粒子の seeding がなく、また、M10, M20, M30, M40, M50 の上昇速度の分布はそれぞれ第6図の1, 2, 3, 4, 5に対応する。上昇流が弱い case M10 では、雲内の雲水も少なく、雪の量の下向き増加も小さいが、上昇流が強くなるにつれて(M10, M20, M30, M40, M50 の順で)両者は共に大きくなる。case M30, M40, M50 では凝結水の大部分が降水へ変換されず雲水の形で中層に残され、氷晶化度は約20%である。すなわち、上層雲がなく、中層雲が多量な過冷却水滴を含むタイプAの雲にあたる。一方、後述する case と比べてこれらの case では下方への雪の増加度が大きく、図は



第8図 雲水(上)と雪(下)の量の鉛直分布。

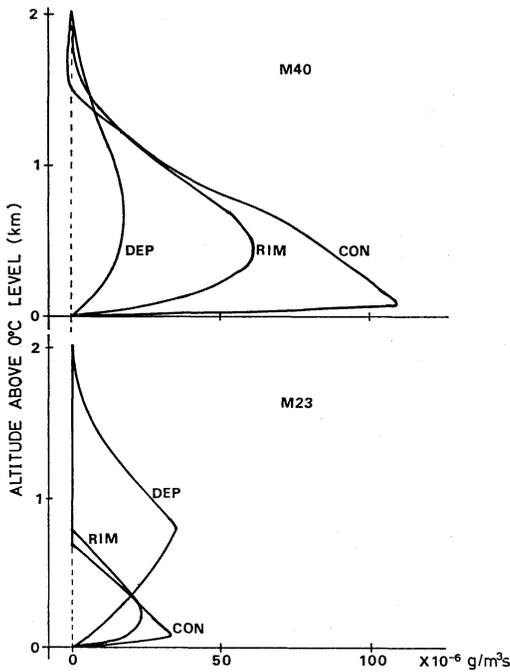
タイプAの雲が中層で下方へ大きく増加するエコー分布を生ずることを示しているものと言うことができる。

第8図に case M20, M21, M23, M25 の雲水と雪の量の鉛直分布を示す。これらの case では上昇速度の分布が第6図の2であり、上層からの seeding は1つの時間ステップでそれぞれ 0, 0.05, 0.15, 0.25 g/kg である。上層からの seeding がなく case M20 では雲水量がかなり多いが、seeding の量が多くなるにつれて雲水が降水に変換される量が多くなる。しかし、中層の上昇運動によって供給される水蒸気量が充分多くないため、中層雲内の雲水のほとんどが降水に変換される case でも、下方への雪の増加度はそれほど大きくなっていない。case M23 あるいは case M25 は特に雲水量が小さく、雪の量が多い case (氷晶化度は85%以上)で、タイプBの雲にあたる。従って、図は上層雲からかなりの量の氷粒子が seed されるタイプBの雲が中層で下方へのレーダエコーの増加度が小さい分布を生ずることを示していると言える。

このように、数値計算の結果は、第2節で述べた雲のタイプとレーダエコーの鉛直分布との対応関係が妥当であることを示している。

### 3.3 降水過程の違い

上述のように、case M40 と case M23 はそれぞれタ



第9図 凝結 (CON), 昇華 (DEP), 雲粒付着 (RIM) による増加率. 上図は case M40, 下図は case M23 の場合である.

タイプAとタイプBの雲の一例と考えられる. この2つの case を用いて両タイプの雲の氷粒子の鉛直分布および降水過程を検討する.

層状雲の中で氷粒子の量は主に昇華 (deposition) と雲粒付着 (riming) の過程で増加する. 両過程による増加度は, 氷粒子の量に比例し, さらに昇華成長による増加は過飽和度と, 雲粒付着成長による増加は過冷却水滴の量と関係する. また, 雲内に残される雲水量の大小は, 凝結による成長と雪の捕捉による減少で決まる. 第9図にこれらの過程を表す量-凝結成長による増加率 (CON), 昇華成長による増加率 (DEP), 雲粒付着成長による増加率 (RIM) の鉛直分布を示す. 昇華によるものは両 case で大きく違わないが, 凝結増加率と雲粒付着増加率は, case M23 と case M40 とで差がかなり大きい.

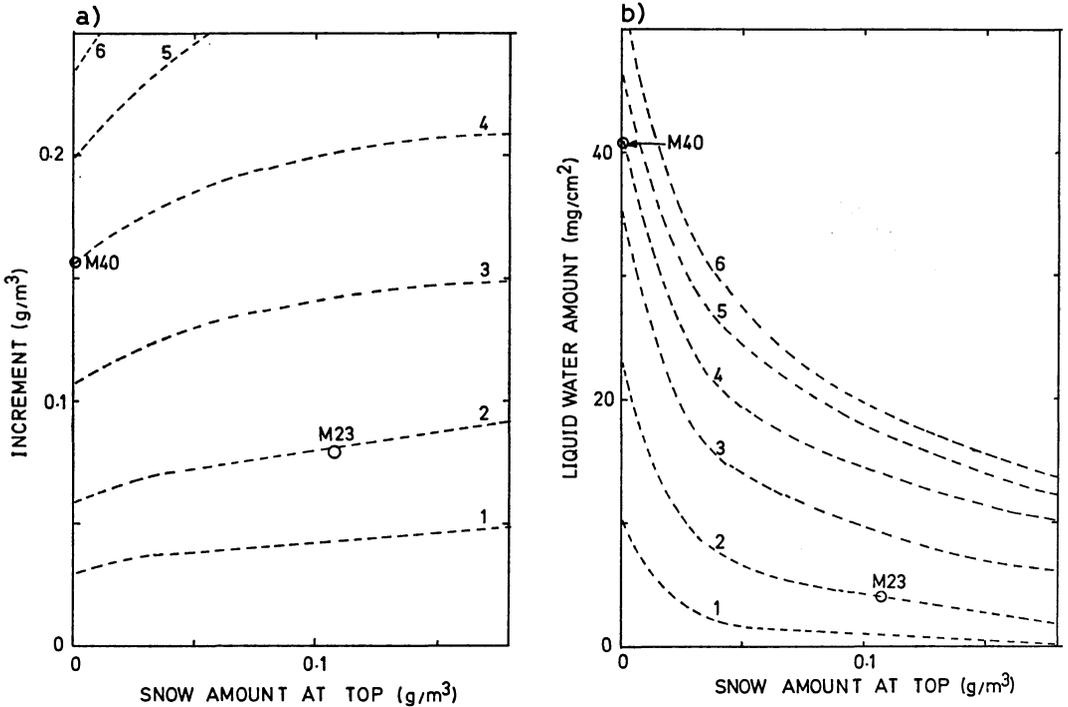
すなわち, case M40 における氷水量の大きな増加は, 多量の雲水があり, 活発な雲粒付着が起きたためである. しかし, 多量の雲水が定常状態で中層に存在していることは, 中層へ供給された水蒸気量に比べてそれを降水に変換させる氷粒子の量が不足していることを意味

する. 言い替えば, タイプAの雲は, 雲水が多量にあるため個々の降水粒子の成長にとっては非常に有利であり, 成長速度が速いが, 雲頂からの氷粒子の供給が少ないため, 雲全体として雲水から降水への変換度は小さい. それに比べて, case M23 のタイプBの雲では, 中層へ供給された水蒸気が速やかに氷粒子へ昇華し, 降水に変わり, 雲水の形で中層に残る量は非常に少ない. 中層における降水粒子の成長は大きくないが, 雲水から降水への変換度は大きい.

第10図は 定常状態での計算結果をまとめたものである. 横軸は1つの時間ステップで上層から seed される雪の量, 図 a の縦軸は中層における雪の増加量であり, 図 b の縦軸は鉛直積分雲水量である. 破線は中層の上昇速度分布が同じであることを意味する. つまり, この図は, 上層から seed される氷水量と中層での上昇速度分布を与えた時に, 雲水量と中層での氷水量の増加量ほどの程度であるかを示すものである. この図から, 中層での氷水量の増加量は上昇速度の大きさ, 結果的には, 雲水量に大きく左右されることと, seeding によって雲水量は減少することがわかる. また, 上層からの seeding が少なく, 雲水量が大きいタイプAの雲では, 氷水量の増加が大きい. 上層からの seeding が大きく雲水量が少ないタイプBの雲では, 中層での氷水量の増加が小さい.

最も効率よく降水を形成する雲システムは, 計算結果からは上層に充分氷粒子を含む雲と中層に多くの過冷却水滴を含む雲からなるシステムであると考えられるが, 上述のように, タイプAの雲とタイプBの雲のどちらもそうっていない. 次の節で述べるが, そのような雲システムは春季の層状雲にはあまり観測されなかった.

注意すべきことは, ここではあくまで中層での降水成長過程について検討しているのであって, 地上に降る雨の量についての両タイプの雲の比較をしているわけではない. タイプAの雲は中層における降水の成長がより速いからといって, タイプBの雲より地上での降水量が大きい, あるいは, その反対に, タイプBの雲は雲水から降水への変換度が大きいからといって, タイプAの雲より地上での降水量が大きいとは結論できない. 地上雨量は雲の総凝結水量, 可降水量, 下層大気の湿度, 降水粒子の粒径分布など多数の因子と関係しており, 両タイプの雲ではどちらがより大きい傾向にあるか, あるいは, そのような傾向があるべきかどうかを明らかにするには, 多数の観測事実の積み重ねが必要であろう. しかし, 降水全体で同程度の水蒸気量が凝結(昇華も含めて)



第10図 数値計算の結果。破線は図6の上昇速度分布を示す。Case M40 と case M23 の位置も示す。

したとしたり、タイプBの雲の方がより多くの降水量を形成することができると予想される。

レーダエコー強度から氷水量へ変換する式が氷粒子の形、粒径分布、雲粒づきの具合などによって異なるので、数値計算の結果と第2図に示した観測結果との正確な比較は難しい。ここで Rutledge and Hobbs (1983) の式を用いて比較を行った。その結果、case M40 と case M23 の氷水量の分布は、それぞれ第2図の case 1 と case 2 のそれらと近いことがわかった。しかし、レーダ波長の違いなどがあるので、正確な比較とは言えない。

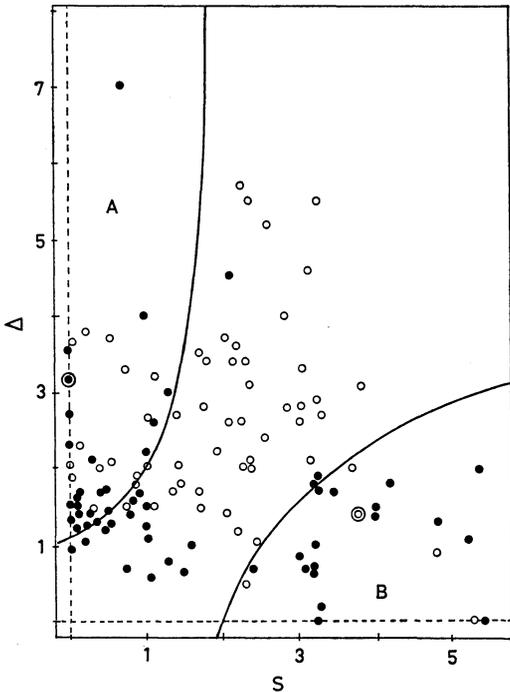
4. 2つのタイプの層状性降水雲の出現の特徴

上述のように、レーダエコー強度の鉛直分布の違いがタイプAの雲とタイプBの雲に対応すると考えられるので、レーダエコーの観測をもとに両タイプの雲の出現特徴を調べる。解析に用いたデータは3.2 cm 波鉛直レーダによってブライトバンドが1時間以上観測されたものである。観測期間は1985年と1987年の春（3月から梅雨期前まで）および1985年梅雨期（6月中旬から7月中旬）で、場所は名古屋（35°N, 137°E）である。風の鉛直シ

アにより上下のエコーが対応しないことを考慮して、データとしては1時間平均値（1時間平均レーダエコー強度鉛直分布）を用いた。また、本研究では、数十 km 以上の空間スケールの雲を対象とし、レーダエコーの構造が似たようなパターンで1時間（水平約 50 km に対応する）以上続いた case のみについて解析を行う。

第11図にその結果を示すが、春のデータは57個、梅雨期のデータは59個である。横軸はブライトバンドの中心より 2.5 km 上（気温はおよそ -15°C、以下レベル1という）のエコー平均強度  $S$ （ただし、 $\sqrt{Z_{e1}}$  で表現）である。縦軸はレベル1からブライトバンド中心より 0.5 km 上（気温はおよそ 0°C、以下レベル2という）にかけてのレーダエコー強度の増分  $\Delta$ （ただし、 $\sqrt{Z_{e2}} - \sqrt{Z_{e1}}$  で表現）である。ここで  $\sqrt{Z_e}$  を用いたのは、等価レーダ反射強度因子  $Z_e$  が粒子の直径の6乗にほぼ比例し、 $\sqrt{Z_e}$  はほぼ粒子の質量に比例すると考えられるためである。

0°C から -15°C ぐらいまでの高度は中層雲の位置に対応するので、この図では、横軸はおおむね上層から中層へ seed される氷粒子の量、また、縦軸は中層における氷水量の増加量を表すといえる。観測デ



第11図 レーダ観測の結果。●は1985年と1987年の春のデータ、○は1985年の梅雨期のデータである。第2図の case 1 と case 2 はそれぞれ◎と⊙で示してある。

ータにはレベル1でのエコー強度も中層における増加量も小さいのがかなりあったが、ここでエコー強度がやや大きい case (ブライツバンド中心での平均レーダエコー強度が 15 dBZ 以上のもの) だけを示してある。

図中のA域はレベル1でのエコー強度が小さくレベル1からレベル2までの層でのエコー強度の増加度が大きいもの、また、B域はレベル1でのエコー強度が大きい、中層における増加度が小さいことを意味する。参考のため、第2節で述べた case 1 と case 2 (2時間で平均したものである) をそれぞれ◎と⊙で示した。A域に囲まれたものの中には増加量Δがそれほど大きくない case がかなりある。

注目すべきことは、春季のデータの大部分はA域、B域のいずれかに属していることである。つまり、春季層状性降水雲の主なタイプはタイプAかタイプBであると考えられる。比較するために梅雨期の観測データも示してあるが、この期間においては上層の氷水量も中層における増加量も大きい case、つまり、タイプA、タイプBのどちらにも属さない case が多く認められる。この違

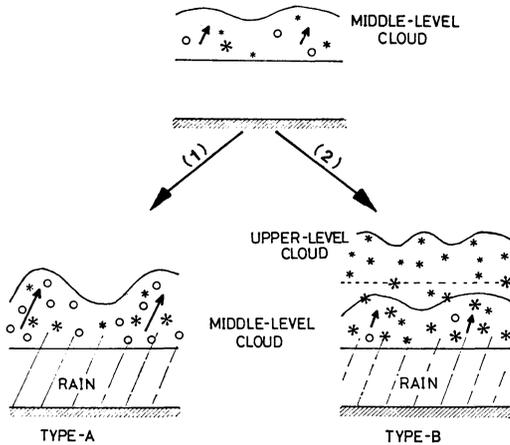
いは春季と梅雨期の大気の場合や水蒸気量などの違いを反映していると考えられるが、春季の低気圧に伴う層状性降水雲にはタイプAとタイプBの雲が高い頻度で現れることが興味深い。つまり、本研究でとりあげてきた両タイプの雲は、少なくとも日本の中部地方においてたまたま現れたのではなく、春季の層状性降水雲としてしばしば現れるものであり、それらの研究は層状性降水雲の降水過程を理解していく上で大きな意義をもつものと考えられる。

5. まとめ

春季低気圧付近の層状性降水雲の観測で、平均レーダエコー強度の鉛直分布は、(1) 上層にエコーがなく中層で下方に向かってエコー強度が急速に増加するものと、(2) 上層、中層ともかなり強いエコーがあるが、中層での下方へのエコー強度の増加は大きくないものの二種類がみられた。これらのレーダエコー鉛直分布を形成する雲は、それぞれ多量な過冷却水滴を含む中層雲と上層雲、中層雲から組合わさった雲と推測され、それらは Liu and Takeda (1988) が示したタイプAの雲、タイプBの雲に対応すると考えられる。

これらの対応関係を確かめると共に2つのタイプの雲の降水成長過程を調べるため、簡単なモデルにより数値計算を行った。その結果、次のようなことが示された。中層だけに存在するタイプAの雲は氷粒子の量は少ないが、下方への氷水量の増加度は大きい。成長過程としては昇華成長だけではなく、雲粒付着成長も重要であるが、雲上部での氷粒子の量が少ないため、中層雲内で凝結した水滴が有効に降水に変わることなく、相当な部分は雲水の形で中層に残る。一方、上層雲、中層雲から組合わさったタイプBの雲は、上層から seed される氷粒子が多ければ、中層の氷水量は水滴の量に比べて圧倒的に大きい、その成長はほとんど昇華だけで、下方への氷水量の増加度は大きくない。また、タイプAの雲と対照的に、凝結し水滴は、ほとんど降水へ変換される。数値計算の結果は、2つのタイプのレーダエコーの鉛直分布がそれぞれタイプAの雲、タイプBの雲に対応とする考えが妥当であることを示している。

1985年と1987年に名古屋で行ったレーダ観測データを、特に、ブライツバンドでレーダエコー強度の1時間平均値が 15 dBZ 以上のものを選んで、上述の特徴に注目して、まとめた。その結果、春季の低気圧に伴う層状性降水雲のほとんどは、上層でエコー強度が小さく、中層での下方へのエコー強度の増加が大きいもの(タイプ



第12図 タイプAとタイプBの雲の概念図。(1)と(2)は本文に述べた2つのプロセスの番号である。中層雲の矢印は中層の上昇流を示しており、長い矢印の方が上昇流が強い。

Aの雲に相当)、あるいは、上層、中層でエコー強度が大きい中層での下方へのエコー強度の増加が小さいもの(タイプBの雲に相当)のいずれに属していることがわかった。ただし、梅雨期の層状性降水雲については、上層のエコー強度が大きく、しかも中層の下方へのエコー強度の増加が大きいものがよく観測される。

これらの結果は、次のようにまとめられる; 春季低気圧に伴う層状雲の中には、降水がほとんど形成されない中層雲が多く存在するが、ある程度の強さをもつ降水が発達するには、次の2つのプロセスが必要である(第12図); すなわち、(1)中層雲自体がより活発となり、雲上部でつくられた氷粒子が中層で速く成長することによって降水が形成される(タイプA)。この場合、中層雲頂付近で浅い対流セル(generating cell)が存在することもある。あるいは、(2)中層雲がそれほど活発にならなくとも、seederとしての上層雲が存在することによりかなり厚い雲層が形成され、“seeder-feeder”過程を通じて降水を形成する(タイプB)。この場合、上層雲の上部では浅い対流セルがしばしば存在する。中層雲自体が活発になると共に、上層雲からの seeding も充分大きいような雲システムは春季低気圧の層状雲においては形成されることが少ないと考えられる。

最後に、本研究で検討した2つのタイプの雲(タイプAとタイプB)と Rutledge and Hobbs(1983)が指摘した type 1 と type 2 の雲との関連について述べておきたい。本研究であつかった低気圧は、Rutledge and

Hobbs のあつかった極前線低気圧とは異なり亜熱帯湿潤気候域である日本南岸を暖候期に通過するものであり、低気圧自身が必ずしも南北の温度差が大きい大気場の中に存在していないことがあるなど性質が異なる。それにもかかわらず、雲のタイプとして似たものが観測されたこと、そのことが興味あることである。しかし、両者はまったく同じものではないことに注目したい。まず、彼らの type 1 と type 2 の雲は温暖前線に伴う rainband の雲についてのものであるのに対して、本研究のタイプAとタイプBの雲は特に、rainband に関連したものではなく、春季日本南岸の低気圧周辺の層状雲全般について述べたものである。春季日本南岸の低気圧に伴う温暖前線にも rainband があるかどうかはまだ確かめられていないが、本研究では、rainband の雲だけではなく、より広い範囲の層状雲に対して示したものである。本研究では、性質の異なるタイプAとタイプBの雲が観測されたということだけではなく、これらの雲が春季日本南岸の低気圧付近で高い頻度で現れることも強調したい。また、タイプBの雲は type 1 の雲と類似する点が多いが、タイプAの雲は type 2 とは構造が異なる。すなわち、type 2 の雲は、中層に mesoscale の強い上昇があり、上層から seeding も加えられた、強い降水を形成する雲である。一方、タイプAの雲は、中層の比較的強い上昇流によって雲水が多量に凝結しているが、上層雲がなく氷粒子が少ないために、雲水から降水への変換効率は小さく、降水がそれほど強くない雲である。しかし、中層での降水粒子の成長過程のみをとりあげれば、タイプAと type 2 の雲、タイプBと type 1 の雲はかなり似ていると言える。

今後、タイプAの雲とタイプBの雲の形成に適している大気の状態や低気圧の構造などを調べる必要がある。

## 謝辞

レーダデータの収集に当たって、赤枝健二氏(現在気象研究所)と堀口光章氏(現在京都大学防災研究所)の協力をいただいた。深く感謝致します。

## 文献

- Browning, K.A., and T.W. Harrold, 1969: Air motion and precipitation growth in a wave depression. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 95, 288-309.  
 Cunningham, R.M., 1951: Some observations of natural precipitation processes. *Bull. Am. Met. Soc.* 32, 334-343.

- Fletcher, N.H., 1962: The physics of rainclouds. Cambridge University Press. p 241.
- Fujiyoshi, Y., T. Takasugi, Y. Gocho and T. Takeda, 1980: Radar-echo structure of middle-level precipitating clouds and the charge of raindrops. I: Processes of mixing of precipitation particles falling from generating cells. J. Meteor. Soc. Japan, 58, 203-216.
- Herzogh, P.H., and P.V. Hobbs, 1980: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. II: Warm-frontal clouds. J. Atmos. Sci., 37, 597-611.
- Houze, R.A., Jr., and P.V. Hobbs, 1982: Organization and structure of precipitating cloud systems. (In "Advances in geophysics", Vol. 24, ed. B. Saltzman), p 225-247.
- \_\_\_\_\_, S.A. Rutledge, T.J. Matejka and P.V. Hobbs, 1981: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. III: Air motions and precipitation growth in a warm-frontal rainband. J. Atmos. Sci., 38, 639-649.
- Liu, G. and T. Takeda, 1988: Observation of the degree of glaciation in middle-level stratiform clouds. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 645-660.
- Rutledge, S.A., and P.V. Hobbs, 1982: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. VI: A model for the "seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands. J. Atmos. Sci., 40, 1185-1206.
- Takeda, T., and M. Horiguchi, 1986: Simultaneous observation of fine structure of layer clouds at upper- and middle-levels by a laser radar and a 8.6 mm radar. J. Meteor. Soc. Japan, 64, 109-122.

## 堀内基金奨励賞候補者の推薦募集

日本気象学会の堀内基金奨励賞は、気象学の境界・周辺および未開拓の分野における調査・研究・著述等により、気象学および気象技術の向上に寄与しているものに贈られる賞です。昨年度は第一回として松井孝典氏・阿部 豊氏（大気・海洋の起源に関する新理論の提唱）と深尾昌一郎氏（大型レーダーによる高層大気波動の研究）の二件3名が選ばれました。

堀内基金奨励賞候補者推薦委員会は同賞受賞者選定規定に基づき、候補者を理事会に推薦します。

つきましてはこの規定の趣旨に沿う最も適切な候補者を選定するための参考資料として、下記のとおりひろく会員からの推薦を募りますので御協力をお願い申し上げます。用紙はなるべくB5版横書きを希望します。

### 記

#### 1. 推薦期限

平成元年4月30日

#### 2. 宛 先

〒100 東京都千代田区大手町1-3-4

気象庁内、日本気象学会

堀内基金奨励賞候補者推薦委員会

#### 3. 推薦書記入事項

(a) 候補者所属氏名

(b) 推薦する業績

(c) 推薦理由（主たる論文リストを含む）

(d) 推薦者所属氏名印

日本気象学会堀内基金奨励賞候補者推薦委員会

廣田勇（担当理事）、駒林誠、田中正之、

深尾昌一郎、松野太郎、山形俊男