

第11章 シーディング数値実験

11.1 1次元モデルによるシーディング数値実験*

11.1.1 はじめに

日本海に面した海岸部では、冬期季節風時に降雪が多いことはよく知られている。そこでは時々、豪雪にみまわれ社会に深刻な被害をあたえている。

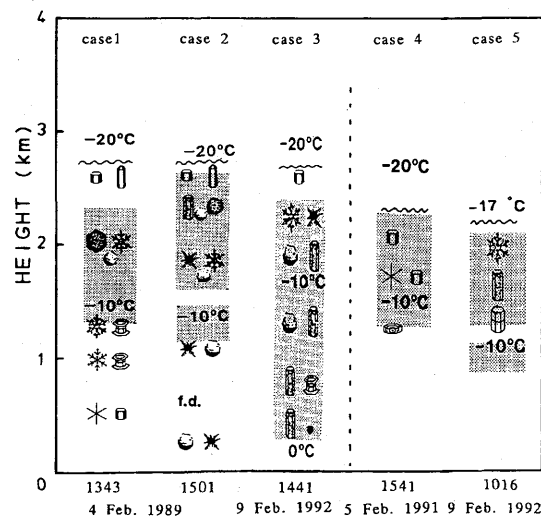
日本海上の降雪雲からは雪だけでなくしばしばあられが降る。Mizuno (1992) の統計的分析によれば、あられによる降水は冬期の全降水量の約 30% 以上にもなる。このことは、降雪雲内には十分な過冷却雲水が存在しシーディングによる人工調節の可能性があることを示している。しかし本プロジェクトを実施するまで、日本海降雪雲の内部構造についてはほとんど知られていなかった。アメリカでは、人工的に降雪を減少させたり再配置する可能性をさぐるため、五大湖上の降雪雲を対象として観測やシーディング実験が行われた例がある (Holroyd and Jiusto (1971), Weickmann (1974))。過剰にシーディングを行うことにより、あられをもたらす雲粒捕捉過程を抑えることでは成功したが、その後十分な実験が行われることなく終わった。あられ形成過程の理解は、シーディングによる降雪雲の人工調節の鍵であるにもかかわらず、日本海降雪雲については定量的にはほとんど知られていなかった。定性的な形成過程の議論が、地上観測データに基づいてされたことはあるが (Harimaya (1976, 1977, 1983))、今だに未解決の問題が多い。例えば、氷晶の発生やそれに続いて起こる雲内での雲粒捕捉過程について未解決の問題がある。これは主に、雪雲内部の観測が不足していることからきている。本プロジェクトで実施した HYVIS (降水粒子ゾンデ, Murakami and Matsuo (1990)) と HYDROS (降水ドロップゾンデ, 村上ら (1989)) 及び航空機による直接観測によって、我々は日本海降雪雲の微細構造について、より包括的に理解することが可能となった。

本節で、観測とモデルの結果を用いて日本海降雪雲におけるあられ形成のメカニズムを調べ、次にシーディングによる雪雲の人工調節の可能性について検討する。数値実験は、氷晶の発生過程とそれに続いて起こるあられの形成に焦点を当てて行った。なお、この節の内容は Matuo et al. (1994) の抄訳をもとにしてい

る。

11.1.2 あられを伴う雲と降水を伴わない雲の特徴

第 11.1.1 表と第 11.1.1 図は、1989, 1991, 1992 年に、日本海に面した海岸から 30 km 離れた飛島周辺で実施された、HYVIS と HYDROS による雪雲観測の結果 (5 例) を示す。これら 5 つの雪雲は、あられ形成の前後における微細構造について代表的な性質を持っているという理由で、Murakami et al. (1994) の結果から選択されている。Murakami et al. (1994) は、雪雲の微細構造の変化の一般的特徴を断片的な雪雲の観測結果を合成させることによって表現した。レーダと航空機による観測はこれらの雪雲が寿命約 1 時間のセル状の対流性であることを示した。これらの雲では、総観スケールの逆転層がふたのような役目をしていた。雲の直径は 5~10 km, 高さは 2~3 km でベナールセル的な特徴を示しており、このことは、1963~1968 年までのプロジェクト「日本海上の激しい擾乱」の中でも指摘された (例えば, Matsumoto and Ninomiya (1966), Matsumoto (1967))。第 11.1.1 表には、HYVIS と HYDROS の観測から得られた雲頂温度、液体雲水量 (LWC)、大きさ 300 μm 以下の初期氷晶の数濃度 (Nice) が示されている。LWC と Nice はそれ



第 11.1.1 図 雪雲の内部に含まれる氷晶・雪粒子のタイプに関する模式図。f.d.は凍結水滴、陰影部は過冷却雲粒層。

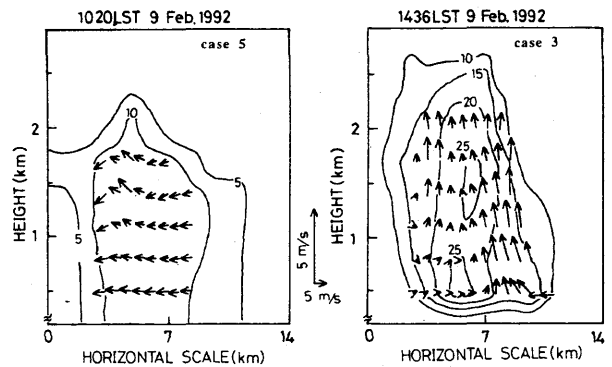
* 松尾敬世：物理気象研究部 (現 気象大学校), 折笠成宏, 村上正隆：物理気象研究部

第 11.1.1 表 HYVIS と HYDROS で観測された雪雲の特徴. Cond.はあられ (G) を含むか, 降水を伴わない (NP) かの条件, T_{top} は雲頂温度, LWC は最大液体雲水量, N_{ice} は 300 μm 以下の氷晶の最大数濃度を示す.

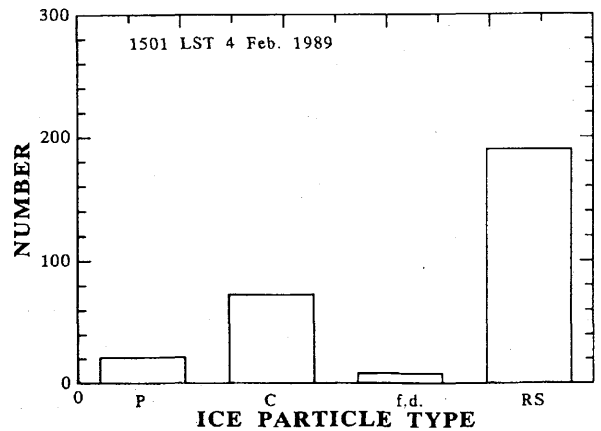
No.	Case	Cond.	T _{top} (°C)	LWC (max) (g/m ³)	N _{ice} (max) (/l)
1	1343LST 4 Feb. 1989	G	-17	0.1	40
2	1501LST 4 Feb. 1989	G	-19	0.1	200
3	1441LST 9 Feb. 1992	G	-18	0.1	60
4	1541LST 5 Feb. 1991	NP	-18	0.6	5
5	1016LST 9 Feb. 1992	NP	-17	0.9	5

それぞれの雲の中で測定された最大値をとっている。これらの雲の特徴は、雲頂温度が約-18℃であり、LWC については、降水形成以前のステージ (NP) で約 0.8 g m⁻³, あられ形成のステージ (G) で約 0.1 g m⁻³, Nice についてはステージ (NP) で数個 L⁻¹, ステージ (G) で約 100 個 L⁻¹ であった。ステージ (NP) と (G) の雲の比較から、雲の発達期のあられ形成に伴い、氷晶数濃度は増加し、LWC は減少すると考えられる。このことは、将来同一の雲の追跡観測において実証されることであろう。第 11.1.1 図はこれらの雲を、雲厚、気温領域、氷晶のタイプを図で示したものである。陰影をつけた箇所は過冷却の雲水が存在した層を示している。CASE 1, 2, 3 の3つの雪雲はあられを含み、あられ形成のステージであることを示している。CASE 4, 5 は降水がなく、小さい氷晶 (300 μm 以下) しか含んでおらず、降水形成の前のステージと考えられる。あられが生成されるときはいつも、程度の差こそあれライミングした粒子が観測されたが、濃密にライミングした粒子は形の不規則さのため描き難いため第 11.1.1 図では省略した。デュアルのドップラーレーダによる観測は、CASE 3, 4, 5 の雪雲中に最大で 2, 3 m s⁻¹ の上昇流があったことを示している (第 11.1.2 図の2つの例を参照)。上昇流は雲底と雲頂の付近で弱く、内部で強い。1989 年の CASE 1, 2 については、上昇流の観測が行われなかった。

雪雲内のあられの芽についての情報を得るために、小さい氷晶のタイプと出現頻度について解析を行った。第 11.1.3 図は、1989 年 2 月 4 日 15 時 01 分の雲全体を通して観測された 156 μm 以下の氷晶の出現頻度を表した例である。存在したのは、板状 (樹枝状も含む) タイプ (P), 柱状タイプ (C), 凍結水滴 (f.d.), 濃密雲粒付き粒子 (RS) である。(RS) の



第 11.1.2 図 1992 年 2 月 9 日に観測された降水を伴わない雲 (CASE 5, 左) とあられを伴う雲 (CASE 3, 右) の鉛直断面内の気流構造 (矢印) と反射因子 (等値線, dBZ)。



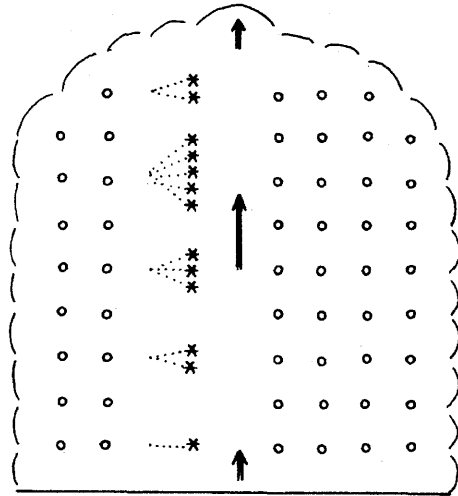
第 11.1.3 図 1989 年 2 月 4 日に観測された雪雲内における 156 μm 未満の氷晶の出現頻度. P;板状結晶, C;角柱結晶, f.d.;凍結水滴, RS;濃密雲粒付き結晶.

結晶形は完全には特定できないが、そのかなりの数 (約 50%) は板状タイプのように思われた。板状タイプの結晶の個数は、濃密雲粒付き粒子 (RS) に含まれていることを考慮すれば最大であると考えられる。板状タイプは-10~-20℃の雲の層内で支配的に成長

しうることからも矛盾はしない。凍結水滴はごくわずか（1%程度）である。HYVIS の映像からは、ほとんど全て（92%）の粒子がライミングしており、ライミングを開始する大きさは、約 100 μm かあるいはそれより少し小さい氷晶であることがわかった。同じ解析をあられを伴う他の2つの雲について行くと、雲粒付きの粒子が多数を占め、凍結水滴は少ないという類似した傾向を示した。日本海上の降雪雲におけるあられの芽の大部分は、氷晶であり凍結水滴ではないことが示唆された。しかしながら、HYVIS の観測の時空間的な制約を考慮すると、凍結水滴があられの芽として働く可能性を完全に否定するものではない。

11.1.3 数値モデルの説明

雲のモデルは、ラグランジュとオイラーの両方のスキームを組み合わせたもので、時間依存性のある1次元モデルである。ただし、微物理学過程と熱力学過程が力学へ影響することのない力学固定フレームを用いた。氷晶の発生とそれに続いて起こる成長は、ラグランジュスキームによって、雲の状態はオイラースキームによって取り扱った。氷晶核の活性化と水滴の凍結によって生成される氷晶の成長と輸送は、氷晶を一個一個ラグランジュ的に計算した。そのため、氷晶の成長の微物理過程はパラメタライズする必要がない。成長する氷晶の特性に関連する種々の量は、時間的に連続に求められる。雲の状態は、気温、水蒸気密度、LWC の要素を含む。簡単化のため、雲粒の粒径分布は単分散であると仮定し、標準ケースでは直径 20 μm とした。雲は、深さ 2 km、雲頂が -20°C の単一セルとし、格子間隔 10 m の鉛直1次元モデルで表現した。また、上昇流は予め決められた時間変化をするものとした。上昇流は高さ (z) の2次関数の形をとり、雲の中間で最大値、雲頂と雲底で0の値をとると仮定した。さらに、1時間という雲の寿命の中間で最大値、最初と最後で0の値をとり、時間については線型に変化するものとした。第 11.1.4 図は、初期のステージの雲のモデルを概念的に示したものである。上昇流の開始直後、雲（雲水や氷晶）が形成される。各高度で発生した氷晶は、上昇流と落下速度のバランスで鉛直方向を上下に運動しながら成長し続ける。発生初期の氷晶（あられの芽）は大きさが 10 μm であるとし、一個一個に番号を付けてある。モデルの中で番号付きの



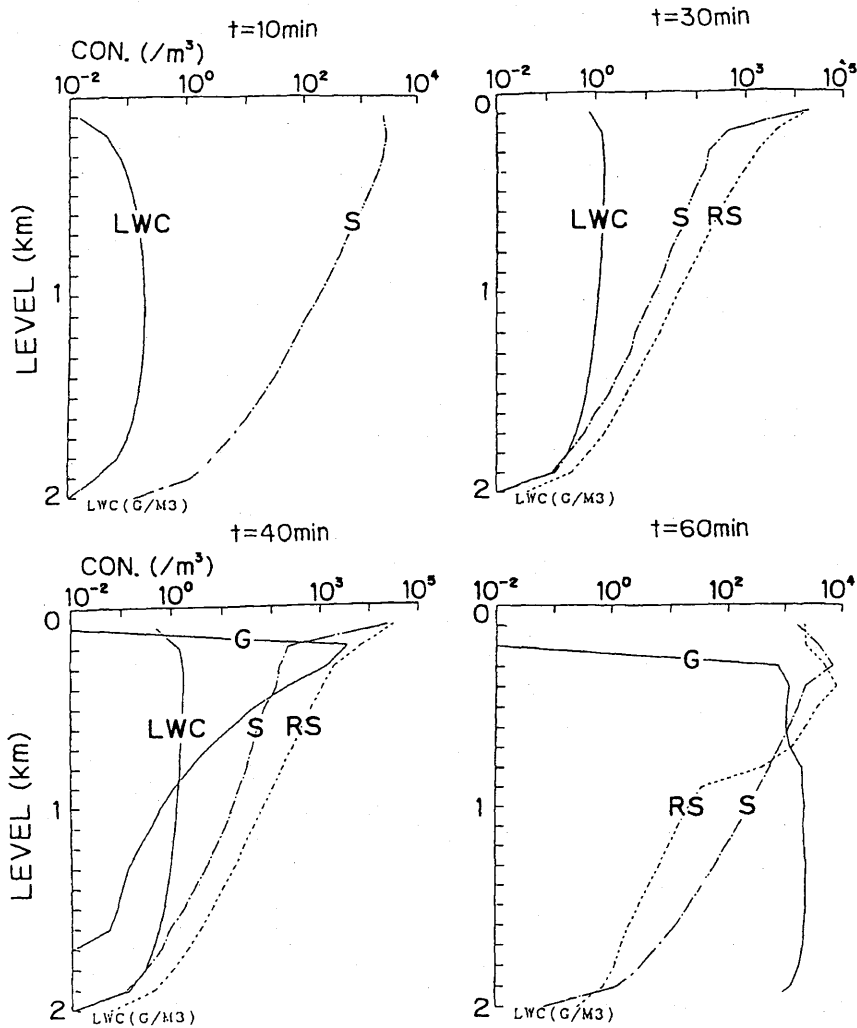
第 11.1.4 図 モデルの概念図。矢印は上昇流、星印は昇華凝結または雲粒凍結によって生成した初期氷晶、白抜き○印は過冷却雲粒を示す。

氷晶は時間とともに常に追跡され、位置と物理的性質が特定される。雪雲中の霧雨（drizzle）の存在を実証する観測例が少ないため、「暖かい雨」のプロセスは考慮していない。

雲の微物理学を詳細に扱うこのモデルは、降水形成をより現実近くシミュレートすることができるのが利点であり、初期の雪やあられの形成を研究するのに有効である。しかし、1次元モデルであるために、質量保存則が厳密には成り立っていないことに注意が必要である。モデル計算は、初期のあられ形成に注目して行われた。その詳細と使った方程式系は、Matsuo *et al.* (1994) を参考のこと。

11.1.3.1 初期条件と数値計算の手順

粒子の成長と雲の状態のシミュレーションは、4秒の時間間隔で約1時間行った。初期条件は、観測された雪雲の一般的特徴に基づいて採用した。初期値として、気温の鉛直プロファイルは雲頂が -20°C 、雲底が -8°C で、気温減率 $6^{\circ}\text{C km}^{-1}$ とし、相対湿度は高度に依らず一定の 90% であると仮定した。雲の状態を表す方程式は、上昇流のある 2 km の層について、 z 方向に解かれた。粒子の成長を表す方程式も同時に、一個一個の粒子について、その位置と物理量を与えるために解かれた。 z 方向に分布した氷粒子は、決められた密度のどの範囲に入るかに従って、雲底から雲頂まで 50 m 間隔で分類される。氷粒子は密度によって次



第 11.1.5 図 氷晶・雪粒子数濃度の鉛直分布の雲生成開始からの時間変化. 縦軸は雲頂高度からの距離. S; 雪粒の全く付着していない, または軽い雲粒付きの雪結晶, RS; 雲粒付き雪結晶, G; あられ, LWC; 液体雲水量.

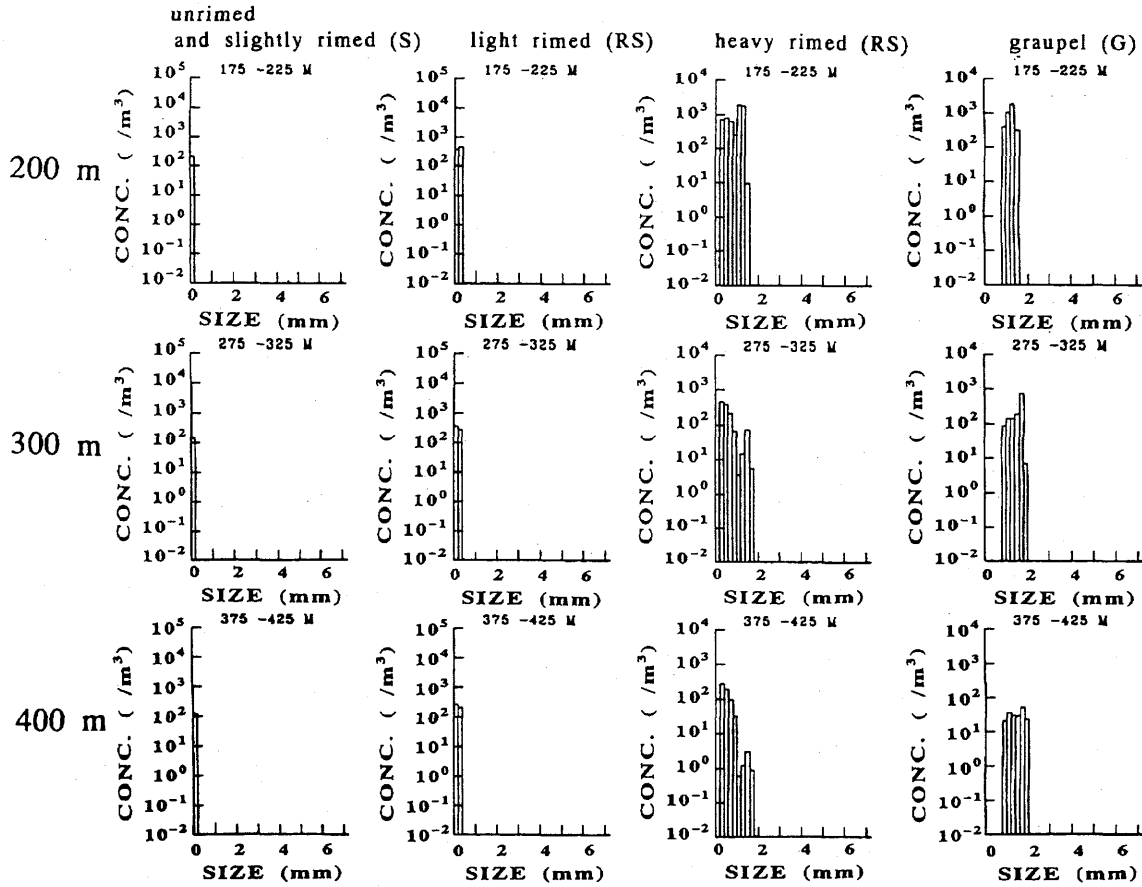
の 4 タイプに分割される. すなわち, $0.1 \sim 0.12 \text{ g cm}^{-3}$ のライミングを全くしていないかわずかにした雪 (S), $0.12 \sim 0.15 \text{ g cm}^{-3}$ の軽くライミングした雪 (RS), $0.15 \sim 0.28 \text{ g cm}^{-3}$ の濃密にライミングした雪 (RS), $0.28 \sim 0.3 \text{ g cm}^{-3}$ のあられ (G) の 4 つである. これは, ライミングするにつれて密度も増加し, 雪粒子が雪からあられへと変化するという考えに基づいている.

11.1.4 シミュレーションの結果と考察

第 11.1.5 図は, 上昇流の最大値を 200 cm s^{-1} とした場合の, 雲の一生の様々な段階における, 3 タイプの粒子 ((S), (RS), (G)) の数濃度の鉛直プロファイルを示している. 縦軸は雲頂からの距離を示している. 全くライミングしていないかわずかにした粒子 (S)

は, 雲の形成直後に出現し, その数濃度は 10 分後に雲の上部で, 1 リットル当たり 2, 3 個である. 30 分後, ライミングした粒子 (RS) が形成され, 雲の上部で豊富となる. 粒子 (S) の数は, ライミングしていない粒子がライミングすることによって時間と共に減少する. 雲の上部にある粒子 (S) と粒子 (RS) を合わせた数濃度は, シミュレーションの期間を通しておよそ 1 リットル当たり数個である. この数濃度は, 雪雲の降水形成以前のステージ (初期) で観測される値と同程度だが, あられ形成のステージで観測される値より $10^1 \sim 10^2$ 倍小さい. LWC は雲全体を通して最初から時間と共に漸増して, 30 分間で約 1 g m^{-3} に達し, これは雪雲初期で観測された最大値 0.9 g m^{-3} に近い値である.

雲形成後 40 分であられ形成が始まり, この時, 雲



第 11.1.6 図 雲生成開始から 40 分後のあられ生成層における 4 タイプの雪粒子の粒径分布。

の上部には 2000~3000 個 m^{-3} の粒子が存在する。その後、あられはライミング成長しながら落下し始め、60 分後には雲底まで落下する。このときには、あられによる盛んなライミングのために、LWC は雲全体で 0 にまで減少する。

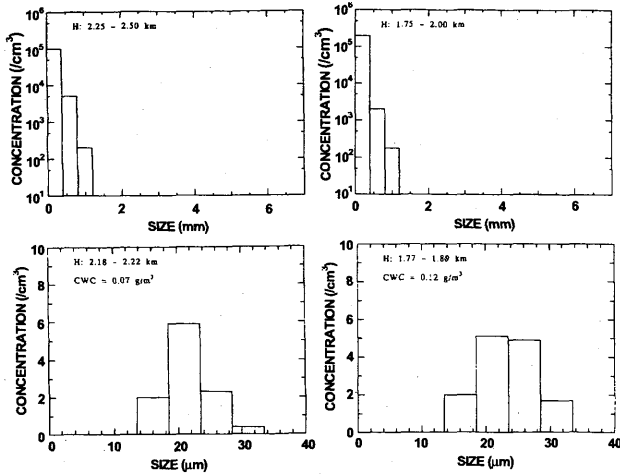
第 11.1.6 図はあられ形成が始まった 40 分後に、雲上部に存在する粒子の粒径分布を示す。粒径分布の間隔は 200 μm 毎で、高さは雲頂からの距離を示している。各層は、ライミングの程度の違いによって 4 タイプの粒子に分類して表示している。粒子 (S) は 200 μm より小さい範囲にしか存在せず、このことは 200 μm 以下の粒子では相対的に昇華成長が重要であることを示している。200 μm 以上になると、程度の差はあれ雲粒付結晶やあられを形成するためにライミングがより重要となる。濃密雲粒付粒子やあられのように、ライミングが進むと粒径分布はより幅広となり、最大の大きさは約 2mm まで達する。このあられ形成層での数濃度の特徴は、400 μm 以上の粒子 (heavy RS+G) の数濃度の和が $10^2 \sim 10^3 m^{-3}$ のオーダーであるのに対し、400 μm 以下の粒子 (S + light RS) のそれは

$10^3 m^{-3}$ のオーダーであることである。

第 11.1.7 図は、1989 年 2 月 4 日 15 時 01 分に観測されたあられ形成層内の氷粒子の粒径分布を、雲粒の粒径分布と併せて示したものである。氷粒子の数濃度は、400 m 以下と 400 μm 以上でそれぞれ、約 $10^5 m^{-3}$ と $10^3 m^{-3}$ である。400 μm 以上の粒子の数濃度は観測値と計算値は大体一致しているが、400 μm 以下の粒子については、観測値はシミュレーションの結果より約 $10^1 \sim 10^2$ 倍大きい値を示している。このことはあられ形成と関連して何か他の氷晶形成過程があることを示唆している。あられ形成層は気温約 $-18^\circ C$ の高度に存在していたので、Hallett-Mossop (1974) 過程以外のメカニズムが考慮されるべきである。そのメカニズムを解明するためには、今後さらに多くの観測と室内実験が必要である。

11.1.4.1 あられ形成における種々の変数の効果

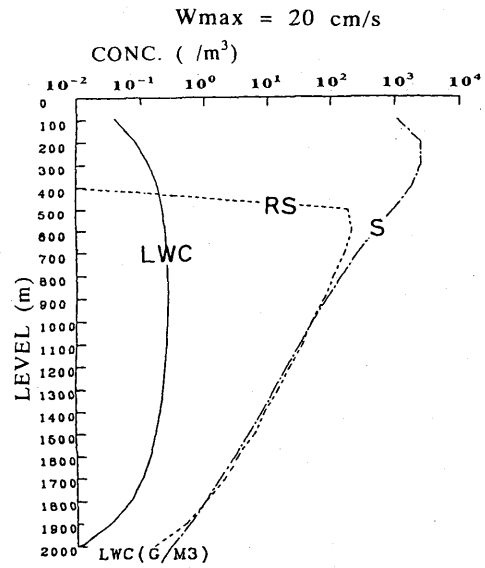
あられの形成は、上昇流、氷晶発生率、気温、雲の厚さなどの変数によって影響されていると考えられる。シミュレーションではこれらの変数の影響を調べ



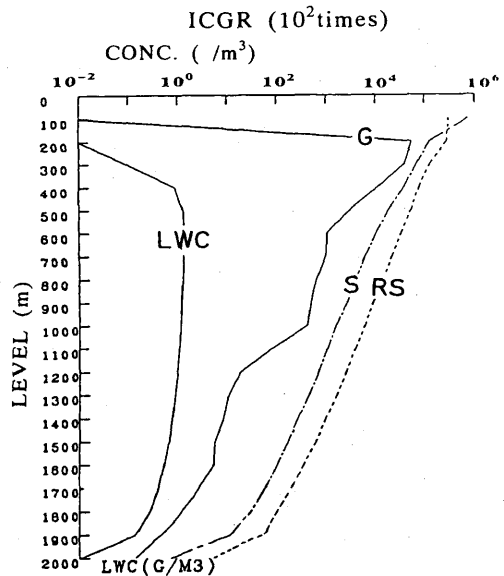
第 11.1.7 図 1989 年 2 月 4 日観測された雪雲のあられ生成層における雪粒子 (上段) と過冷却雲粒 (下段) の粒径分布. 各パネルの上部に海拔高度を示す. CWC は液体雲水量を示す.

るために感度実験を行った. 上昇速度 200 cm s^{-1} とこれまで広く用いられてきた氷晶発生率 (Matsuo *et al.* (1994) 参照) を標準ケースとして, 40 分経過時の粒径分布を示す. 上昇速度や氷晶発生率を変化させた場合の, 結果を第 11.1.8 図と第 11.1.9 図に示す. 標準ケースでは雲の上部にあられが形成した (第 11.1.5 図の 40 分経過時) のに対し, 上昇速度 20 cm s^{-1} の場合 (第 11.1.8 図) にはあられは形成しなかった. 20 cm s^{-1} の場合の LWC は, 0.3 g m^{-3} 以下で標準ケースの約 1 g m^{-3} より小さく, このことは, 上昇流によって影響される LWC があられ形成において重要であることを示している. もう一つの例は, 氷晶発生率を変化させたときの結果 (第 11.1.9 図) である. 氷晶発生率を標準ケースの 100 倍とした場合, 生成される粒子の数濃度も基準の約 100 倍となる. LWC は雲の上部において, あられが余分に生成されることによって減少する. この場合では, より大きい氷晶発生率によってあられの数濃度が増加したことになる.

あられ形成における種々の変数の効果を調べ, 第 11.1.2 表にまとめる. 選択された 3 タイプの雲をそれぞれ縦の欄に示す. 各々の雲について, 最初の 5 行には雲の特徴を記述する 3 つの条件とその条件下で形成される降水のタイプを示す. 3 つのうち 1 つの条件を変えた時に形成される降水のタイプを, それより下方に示す. 雪かあられのどちらが形成されるのかは, これらの条件に依存している. 雲の厚さが薄い時で上昇流が弱く気温が低い場合に雪が形成される傾向があ



第 11.1.8 図 上昇速度が 20 cm s^{-1} の場合, 雲生成開始から 40 分後の雪粒子数濃度の鉛直分布. S ; 雲粒の全く付着していない, または軽い雲粒付きの雪結晶, RS ; 雲粒付き雪結晶, G ; あられ, LWC ; 液体雲水量.



第 11.1.9 図 第 11.1.8 図と同様. ただし, 氷晶発生速度を標準実験の 100 倍に設定した場合.

り, あられは気温が高く上昇流が強く雲が厚いときにでき易い. 標準ケースより氷晶発生率が 1~2 オーダー大きい時でもあられは形成される. これらの感度実験の結果から, あられ形成は熱力学及び力学的条件によって左右される液体雲水量に依存していると思われる. この考えを確かめるために, 標準ケースの雲で様々な LWC の条件下でシミュレーションを行った. 生成される LWC は, エントレインメントの過程を用いて時間に関して一定の速度で雲から水を取り除くこと

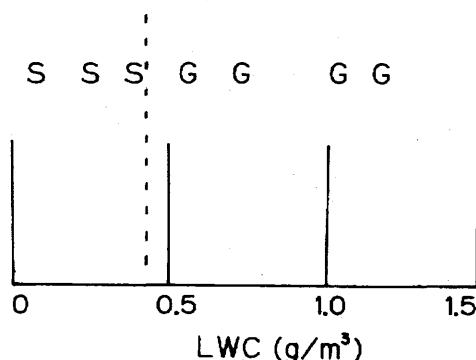
第 11. 1. 2 表 雪生成とあられ生成の色々な雲の条件依存性. Av.は一般的に用いられている昇華凝結による氷晶生成速度 (Fletcher, 1962) と雲粒凍結速度 (Bigg, 1953) を意味する. 上段 5 行は Cloud 1, 2, 3 に関する条件下で生成される降水粒子のタイプを示す. それより下方は, そのうちの 1 つの条件だけを変更した場合に生成される降水タイプ.

Parameter/Case	Cloud 1	Cloud 2	Cloud 3
Thickness	1 km	2 km	3 km
Top temp.	-10°C	-20°C	-30°C
Updraft	200 cm/s	200 cm/s	200 cm/s
ICGR	Av.	Av.	Av.
Type	Graupel	Graupel	Graupel
Thickness	1 km	1 km	1 km
Type	Graupel	Graupel	Snow
Updraft	20 cm/s	20 cm/s	20 cm/s
Type	Graupel	Snow	Snow
ICGR (times)	10-100	10-100	10-100
Type	Graupel	Graupel	Graupel

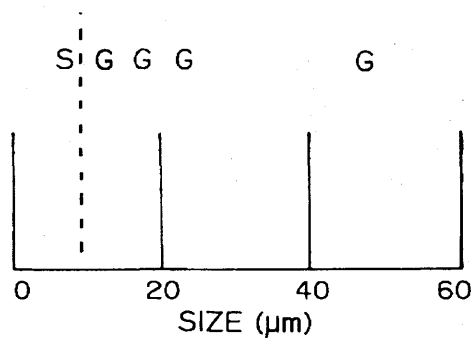
によって調整した. あられ形成の LWC 依存性を第 11. 1. 10 図に示す. ここに示した LWC は雲の一生を通しての最大値で, 一般に雲の発生初期や発達期に現れる. 雪は LWC が 0.4 g m^{-3} 以下で生成され, あられはこのしきい値を越えた時に生成される. 標準ケースの雲は, 通常の冬期季節風時に観測される日本海降雪雲の特徴を有しているため, 日本海降雪雲におけるあられ形成は, LWC がしきい値 0.4 g m^{-3} を越えた時に起こるものと考えられる.

11. 1. 4. 2 あられ形成における雲粒の大きさの効果

雲粒の直径を $5 \sim 50 \mu\text{m}$ まで変化させることで, 同様のシミュレーションを行った. 簡単化するために, 過冷却雲粒は単分散と仮定した. 実際の粒径分布は多様であり, このような簡単化により結果に誤差が入るが, あられ形成における雲粒の粒径効果を定性的に見積もることができる. 第 11. 1. 11 図はあられ形成の雲粒粒径に対する依存性を示している. 雪とあられとを区別する雲粒の粒径に関するしきい値は, 直径 $10 \mu\text{m}$ 付近に存在する. このしきい値より雲粒が小さいとき, ライミング過程は不活発で雪が形成する. しきい値より大きい場合には活発なライミングが起こりあられを形成する. この結果は, 直径 $20 \mu\text{m}$ 程度の雲粒があられ形成層で支配的であるという観測事実 (第 11. 1. 7 図の粒径分布) と符合している.



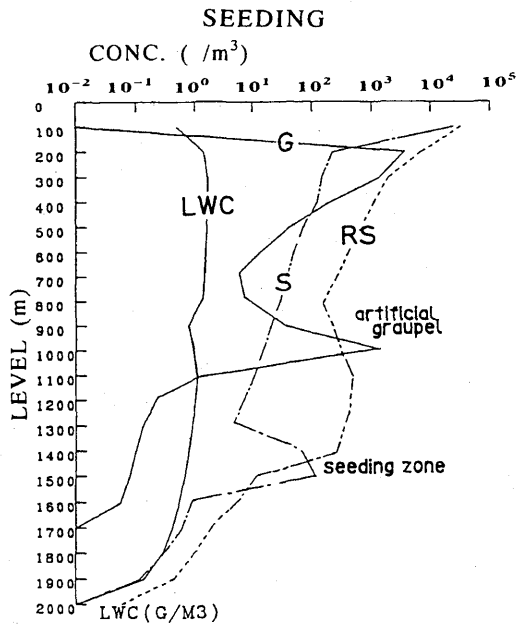
第 11. 1. 10 図 雪生成とあられ生成の LWC 依存性. S; 雪だけが生成する場合, G; あられも生成する場合. 縦の点線は雪が生成される場合とあられが生成される場合の LWC の閾値を示す.



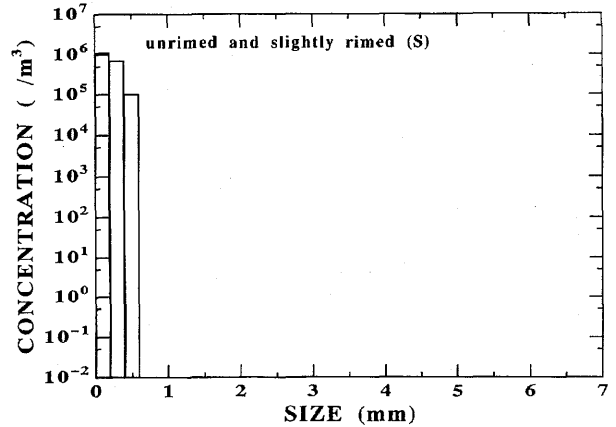
第 11. 1. 11 図 第 11. 1. 10 図と同様. ただし, 雲粒の粒径依存性.

11. 1. 4. 3 シーディングによる降雪粒子の変化

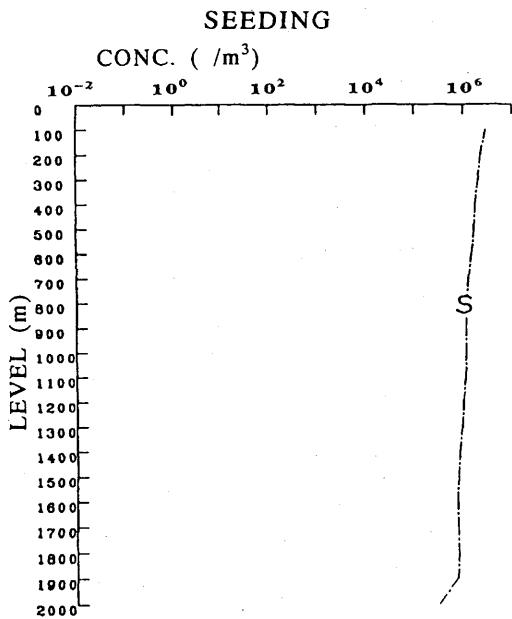
氷晶発生率を大きくすると何が起きるか? この問題は, 雪やあられの形成メカニズムを解明するためだけではなく, シーディングによる雪雲の人工調節のポテンシャルを評価するためにも重要である. 降水のタ



第 11.1.12 図 少量のシーディングを行った場合の雪粒子の鉛直分布. シーディング高度は雲頂下 1500 m. 雲頂下 1000 m に人工的にあられが生成された.



第 11.1.14 図 雲頂下 300 m における雲粒の全く付着していない, または軽い雲粒付きの雪結晶の粒径分布.



第 11.1.13 図 第 11.1.12 図と同様. ただし, 雲層全体に大量のシーディングを行った場合. シーディング速度は標準の 10⁵ 倍に設定した場合. 雲粒の全く付着していない, または軽い雲粒付きの雪結晶 (S) だけが生成される.

イブは上述したように, LWC と粒径分布に強く依存しており, 雪雲内の LWC をシーディングによって制御することができれば, 人工的に降水のタイプを変えることが可能となる. シーディングした場合の結果を第 11.1.12 図と第 11.1.13 図に示す. 第

11.1.12 図は, 雲のある特定の層に少量のシーディングを行った場合の結果である. このときの氷晶発生率は, 雲の形成の初めから連続して, Fletcher の式における -20°C での氷晶核活性化能力と同程度のものである. シーディングを行った層の 500 m 上空に人工的に発生したあられが形成される. この人工的なあられ形成層周辺の LWC は, ライミング過程によりわずかに減少している. このことは, このタイプのシーディングによってあられの増加が予想され得ることを示唆している. これに対し第 11.1.13 図は, 最初から雲全体にわたって, 天然の氷晶発生能力の 10^5 倍もの多量シーディングを行った場合の結果を示している. このシーディングによりあられと液体雲水滴は消滅し, ライミングしていない雪 (S) のみが約 10^6 m^{-3} の高濃度で生成される. 雲頂より下方 300 m 付近のライミングしていない雪 (S) の粒径分布を第 11.1.14 図に示すが, その場所はシーディングしていない場合 (第 11.1.5 図の 40 分経過時) のあられ形成層の位置である. ライミングした雪やあられができる代わりに, 多量のシーディングにより $500 \mu\text{m}$ 以下のライミングしていない氷晶が, 約 10^6 m^{-3} の高濃度で生成した. この実験から多量のシーディングによりあられ形成を抑制する可能性が示唆された. あられ形成抑制について類似した結果が, Ikawa *et al.* (1991) によっても示されている. 過剰シーディングでは, 落下速度の遅い, 小さい氷晶が多量に雲内に生成され, これらは地面に到達する前に拡散や昇華蒸発の影響を受けるために, ある種の降雪抑制効果が期待できる. さらに, この場合強い季節風によって風下側へ降雪域が移動することも予想

される。これは、ライミングした雪（あられを含む）は落下速度が大きく、落下速度の違いにより降雪域が移動するためである。

11.1.5 結論

日本海降雪雲のなかであられが生成するための必要条件を、観測と理論の両方から調査した。さらに、雪雲のシーディングによる変質の可能性について数値実験により調べた。その結果は以下のとおりまとめられる。

- (1) 雪雲内のあられの芽のほぼ大部分が、氷晶であると思われる。
- (2) あられの形成が起こり易いのは、比較的強い上昇流、高い雲頂温度、厚い雲、低い氷晶発生率のときである。この時、雲内の液体雲水量と雲粒の粒径分布の特徴が、あられの形成か雪の形成かを決める主要な物理要素となる。通常の冬期の季節風時に観測される日本海降雪雲に関しては、あられ形成に必要な LWC は 0.4 g m^{-3} 以上、雲粒の粒径が $10 \mu\text{m}$ 以上あることが示された。
- (3) シーディングによる雪雲の人工調節は可能である。少量のシーディングでは降雪量を増やし、多量のシーディングでは降雪を抑制し得る。シーディングにより雪の特徴や落下速度を変化させることができ、このことは強い季節風によって降雪域を移動させる可能性を示唆している。

人工調節の可能性についての以上のような仮説は、将来、雲への実際のシーディング実験において実証されることが期待される。

参考文献

Bigg, E. K., 1953. The supercooling of water. *Proc. Phys. Soc. London*, **B66**, 688-694.

Fletcher, N.H., 1962. *The Physics of Rainclouds*. Cambridge Univ. Press, 390pp.

Harimaya, T., 1976. The embryo and formation of graupel. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **54**, 42-51.

-----, T., 1977. The internal structure and embryo of graupel. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, **5**, 29-38.

-----, T., 1983. A further study on the internal structure of graupel. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII*, **7**, 227-

238.

Hallett, J. and Mossop, S.C., 1974. Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature*, **249**, 26-28.

Holroyd, E.W., III and Jiusto, J.E., 1971. Snowfall from heavily seeded cloud. *J. Appl. Meteor.*, **10**, 266-269.

Ikawa, M., Mizuno, H., Matsuo, T., Murakami, M., Yamada, Y. and Saito, K., 1991. Numerical modeling of the convective snow cloud over the Sea of Japan-Precipitation mechanism and sensitivity to ice crystal nucleation rates. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 641-667.

Magono, C. and Lee, C.W., 1973. The vertical structure of snow clouds, revealed by "snow crystal sondes". Part II. *J. Meteor. Soc. Japan*, **51**, 176-190.

Maruyama, H., 1968. On the conical graupel and its density. *Pap. Meteor. Geophys.*, **19**, 101-108.

Matsumoto, S. and Ninomiya, K., 1966. Some aspects of an inversion layer over the Japan Sea under a winter monsoon situation as revealed by dropsonde and aerial photographic observation. *Pap. Meteor. Geophys.*, **17**, 51-64.

Matsuo, T., H. Mizuno, M. Murakami and Y. Yamada, 1994: Requisites of graupel formation over the Sea of Japan. *Atmos. Res.*, **32**, 55-74.

Mizuno, H., 1992. Statistical characteristics of graupel precipitation over the Japan Islands. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**: 115-121.

村上正隆, 松尾敬世, 水野 量, 山田芳則. 雲粒子ドロップゾンデの開発, 1989: 日本気象学会春季大会講演予稿集 **55**, p161.

Murakami, M., 1990. Numerical modeling of dynamical and microphysical evolution of an isolated convective cloud. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 107-128.

-----, M. and Matsuo, T., 1990. Development of hydrometeor videosonde. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **7**, 613-620.

-----, -----, H. Mizuno and Y. Yamada, 1994: Mesoscale and microscale structures of snow clouds over the Sea of Japan. Part I: Evolution of microphysical structures in short-lived convective snow clouds. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 671-694.

Pruppacher, H. R. and Klett, J.D., 1978. *Microphysics of*

- Clouds and Precipitation*. Reidel, Dordrecht, 714pp.
- Ranz, W. E. and Wong, J.B., 1952. Impaction of dust and smoke particles on surface and body collectors. *Ind. Eng. Chem.*, **44**, 1371-1381.
- Weickmann, H. K., 1974. The mitigation of Great Lakes Storms. *Weather and Climate modification*. (edited by W.N. Hess), Wiley, New York, 318-354.
- Zikmunda, J. and Vali, G., 1972. Fall patterns and fall velocities of rimed ice crystals. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1334-1347.

11.2 2次元・3次元モデルによるシーディング数値実験*

11.2.1 はじめに

この節では、9.2と9.3で行った数値実験の延長としての、氷晶生成項についての感度実験の結果を示す。このような感度実験は、日本海の降雪雲のメカニズムや北日本の地形性降雪における雲物理過程の果たす役割を調べる上で有効であり、また降雪雲に対するシーディングによる人為的な制御の可能性について、数値モデルによる見通しを与えるものである。

11.2.2 3次元数値実験（孤立型降雪雲）

9.2で行った日本海の孤立型降雪雲の数値実験の延長として、氷晶生成項についての感度実験を行った。数値モデルと実験の諸元は9.2.3と9.2.4に示した通りである。モデルで氷晶生成は、1) Fletcher (1962)の経験式に基づく昇華/凝結凍結核の生成 (Murakami,1990; (29)式), 2) 雨滴の凍結の温度依存性についての Bigg (1953)の式を雲粒凍結に延長したもの (Murakami,1990; (30)式), 3) Hallet and Mossop (1974)の雪とあられの衝突に伴う氷晶の2次生成、の3種にパラメタライズされている。ここでは感度実験として、a) Fletcher型の昇華/凝結凍結核の生成 (Pidsn)を1000倍にした場合 (EXDS 1), b) 10^6 倍にした場合 (EXDS 2), c) 雪とあられの衝突に伴う氷晶の2次生成 (Ikawa *et al.*,1991; (6)式)をあらたにモデルに入れた場合 (EXBK 2), および d) シーディング実験として、下層0.95~1.75kmで最初の60分間、昇華/凝結凍結核の生成 (Pidsn)を100倍にした実験結果 (EXS 1)について示す。これらの感度実験の結果は第11.2.1表にまとめられている (EXS 2はシーディングを中層 $1.75 \text{ km} < z < 3.15 \text{ km}$ に行った場合を示す)。

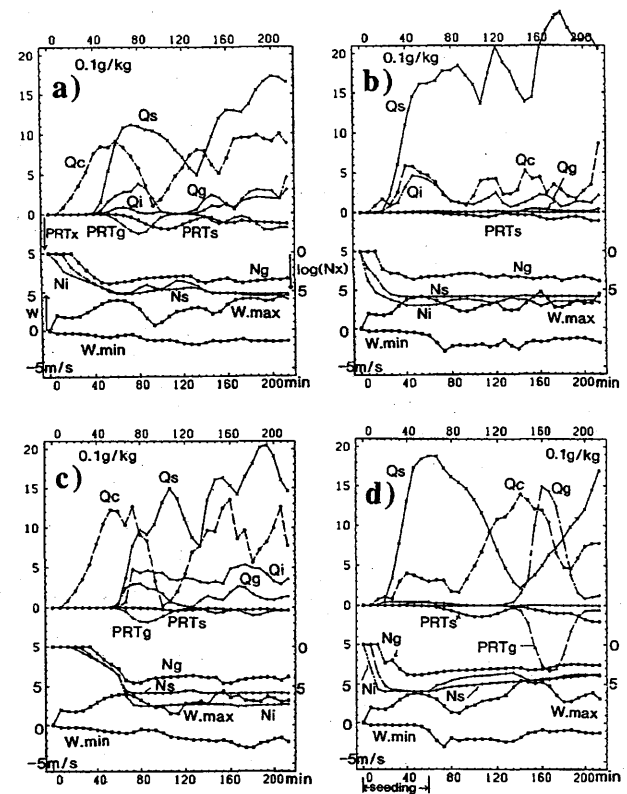
11.2.2.1 EXDS1

第11.2.1 a 図は、EXDS 1によるモデル内の水物質や上昇流の時間変化を示す。標準実験 (EXN 1; 第9.2.6 図)との違いは、以下のとおりである。1) 雲氷と雪の数濃度 (N_i, N_s)の最大値は 3×10^5 で EXN 1よりも1オーダー大きい。2) Pidsnが雲水生成の主要な項となり、雲粒凍結 (Pifzc)は Pidsnの1/100程度

である。3) 雲水量 (TQc)は EXN 1よりも少なく、一方雪 (TQs)は EXN 1の2~3倍に増加する。4) レーダ反射率の最大値は37 dBZで3 dBZほど EXN 1よりも小さい。これは氷物質の数濃度の増加により平均粒径が小さくなったことによる。

11.2.2.2 EXDS2

第11.2.1 b 図は、EXDS 2によるモデル内の水物質や上昇流の時間変化を示す。この実験結果の特徴は、以下のとおりである。1) 雲氷は殆ど0になる。2) 雲氷と雪の数濃度はそれぞれ 10^7 m^{-3} と 10^6 m^{-3} で、非常に大きくなる。3) 雲は初期から氷化しており、雲氷や雪の昇華成長がライミングに代わって主要なプロセスになる。4) 微小雪片の小さな落下速度のため、地上降水は殆ど生じない。



第11.2.1 図 感度実験による第9.2.6 図に対応するモデル領域内における水物質・上昇流の時間変化。(a); EXDS 1の結果。(b); EXDS 2の結果、 Q_i の単位は 0.1 g kg^{-1} 。(c); EXBK 2の結果。(d); EXS 1の結果、 Q_i の単位は 0.1 g kg^{-1} 。

* 斉藤和雄：予報研究部

11.2.2.3 EXBK2

第 11.2.1 c 図は、EXBK 2 によるモデル内の水物質や上昇流の時間変化を示す。この実験結果の特徴は、以下のとおりである。1) 雲水量は EXN 1 とあまり変わらない。2) 雲氷や雪の数濃度の最大値はそれぞれ EXN 1 の 10^3 および 10^2 倍に増大する。これは N_s と N_g に比例する雪とあられの衝突数の増加による。3) 降水量は 1/3 に減少する。

11.2.2.4 EXS1

第 11.2.1 d 図は、EXS 1 によるモデル内の水物質や上昇流の時間変化を示す。この実験による氷晶増加は 4×10^{17} 個でこれは人工的に 40~400 kg のドライアイス散布したことに相当する。この実験結果の特徴は、以下のとおりである。1) 初期 ($0 < t < 60$ 分) の人工的なシーディング中は、雲氷・雪が多く現れ、雲水とあられが少なく、EXDS 2 第 11.2.1 b 図に似た結果となる。過剰シーディングによる降水の抑制効果は 100 分後までは顕著だが、シーディングをやめると長くは持続せず、120 分後以降は雲水・あられが増え、EXN 1 と同様な結果になる。シーディングをより高い層 ($1.75 \text{ km} < z < 3.15 \text{ km}$) に行った場合 (EXS 2) も大きな違いは見られなかったが、シーディング効果は下層に行った場合の方がより顕著だった。

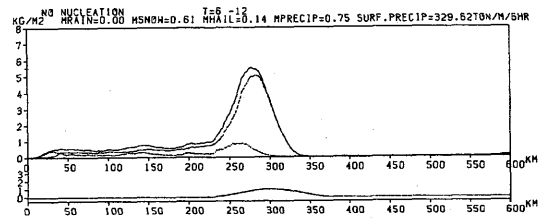
11.2.3 孤立型降雪雲への氷晶生成項感度実験のまとめ

氷晶生の数密度の増加が降雪形成におよぼす効果を調べるために氷晶生成項を大きくした感度実験を行った。氷晶の数を $10^5 \text{ m}^{-3} \sim 10^6 \text{ m}^{-3}$ 程度に増加させると、雲中の雪の混合比と数密度が増え、レーダ反射強度が減る。さらに氷晶の数を増加させると (10^7 m^{-3})、降

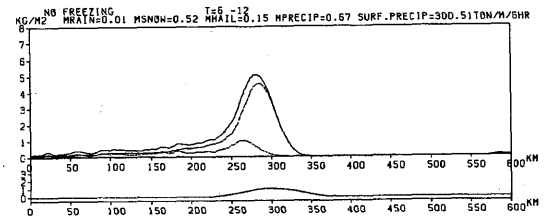
水が抑制され、雲水とあられはなくなり、たくさんの微小雪片が空中に蓄積される。これらの実験により、過剰シーディングによる降水抑制の可能性が示された。シーディング効果は海上の対流雲に対してはあまり長続きしない。シーディングを行う場所は雲層の上層よりも下層にする方が効果的である。

11.2.4 2次元数値実験 (北日本地形性降雪)

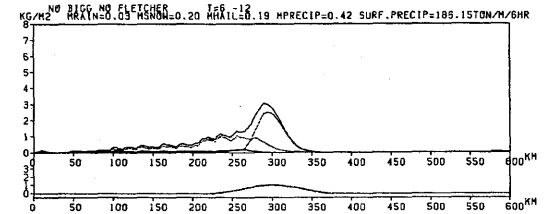
9.3 で行った日本海の孤立型降雪雲の数値実験の延



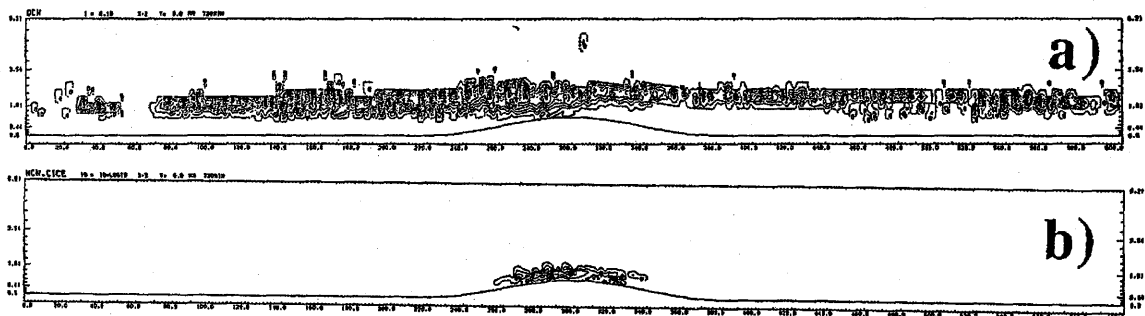
第 11.2.2 図 第 9.3.9 図と同様。昇華/凝結凍結核の生成をなくした場合。



第 11.2.3 図 第 9.3.9 図と同様。雲粒凍結をなくした場合。



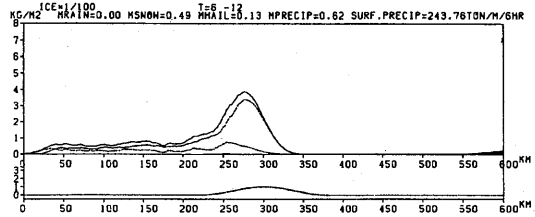
第 11.2.4 図 第 9.3.9 図と同様。昇華/凝結凍結核の生成と雲粒凍結をなくした場合。



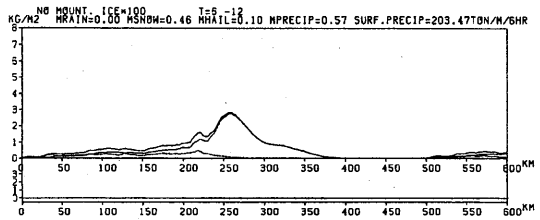
第 11.2.5 図 第 9.3.8 a, b 図と同様。昇華/凝結凍結核の生成と雲粒凍結をなくした場合。

長として、氷晶生成項についての感度実験を行った。数値モデルと実験の諸元は9.3.3に述べた通りである。9.3では北日本の地形性降雪における氷相の重要性が示され、降雪に対する地形効果として気層持ち上げに伴う雲頂・雲内温度の低下による氷晶増加 (natural seeding) の寄与が示唆された。ここでは氷晶生成と地形効果の関係を見るため、比較実験として、Fletcher型の昇華/凝結凍結核の生成 (Pidsn) をなくした場合、Biggの雲粒凍結 (Pifzc) をなくした場合、およびその双方をなくした場合について実験を行った。また山を入れたまま陸域で両者の氷晶生成を1/100に抑制した場合と、山なしで陸面で両者の氷晶生成を100倍に促進した場合についても実験を行った。更に海上の特定の場所でシーディングを行った場合についても実験した。

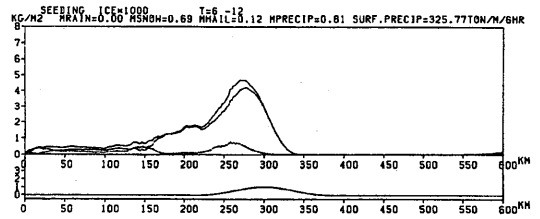
第11.2.2図は昇華/凝結凍結核の生成をなくした場合の6時間降水量の分布を示す。図の結果は、9.3で行った標準実験の結果(第9.3.9図)に大変よく似ており、陸面での降水量の減少も5%程度に留まっている。第11.2.3図は雲粒凍結をなくした場合の結果で、降水量は15%減少している。今回の数値実験で用いた雲物理過程では、主要な氷晶生成は雲粒凍結によっているため水量の減少は第11.2.2図より大きい。昇華/凝結凍結核生成による氷晶生成が残っているため、まだそれほど顕著ではない。第11.2.4図は昇華/凝結凍結核の生成と雲粒凍結の両方をなくした場合の結果で、降水量は著しく減少している。この場合の氷晶生成は雪やあられと雲水の衝突時の2次生成



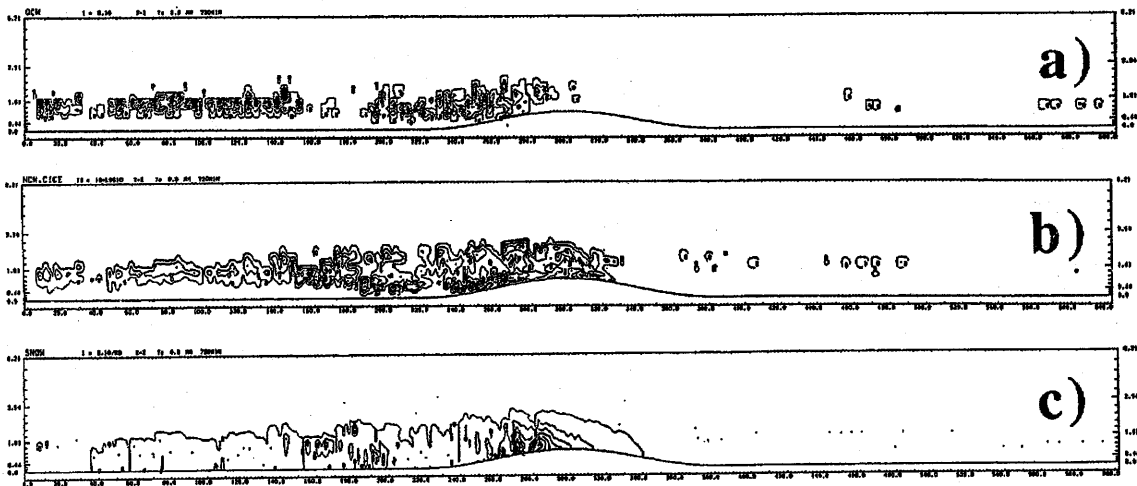
第11.2.6図 第9.3.9図と同様。陸域で昇華/凝結凍結核の生成と雲粒凍結の両方を標準実験の1/100に抑制した場合。



第11.2.7図 第9.3.10図と同様。陸域で昇華/凝結凍結核の生成と雲粒凍結の両方を標準実験の100倍にした場合。



第11.2.8図 第9.3.9図と同様。150 km < x < 180 km でシーディングを行った場合。



第11.2.9図 第9.3.8 a, b, c図と同様。150 km < x < 180 km でシーディングを行った場合。

第 11.2.1 表 氷晶生成項への感度実験の結果. 添え字 'max' は $0 < t < 213 \text{ min}$ における領域内の最大値を表す. 頭に T のついた量は鉛直積分値の水平平均値. TQc.max の欄の時間は最大値の起時. EXS1 と EXS2 の矢印の左右の数字は 120 分までと 120 分以降を示す.

	EXN1	EXDS1 ds $\times 10^3$	EXDS2 ds $\times 10^6$	EXBK2 A=100	EXS1 0.95-1.75	EXS2 1.75-3.15
Ni.max (m $^{-3}$)	3×10^4	3×10^5	10^7	3×10^7	$10^6 \rightarrow 3 \times 10^4$	$4 \times 10^5 \rightarrow 2 \times 10^4$
TNi.max (m $^{-2}$)	8×10^5	10^7	6×10^8	6×10^9	$5 \times 10^7 \rightarrow 10^6$	$10^7 \rightarrow 3 \times 10^5$
TQi.max (0.1 kg/m 2)	6×10^{-5}	6×10^{-4}	3×10^{-2}	8×10^{-2}	$10^{-3} \rightarrow 5 \times 10^{-5}$	$4 \times 10^{-4} \rightarrow 7 \times 10^{-5}$
Ns.max (m $^{-3}$)	2×10^4	2×10^5	10^6	10^6	$10^6 \rightarrow 3 \times 10^4$	$6 \times 10^5 \rightarrow 10^4$
TNs.max (m $^{-2}$)	3×10^6	3×10^7	3×10^8	2×10^8	$10^8 \rightarrow 2 \times 10^6$	$4 \times 10^7 \rightarrow 3 \times 10^6$
Ng.max (m $^{-3}$)	3×10^3	10^4	10^4	5×10^4	$10^4 \rightarrow 3 \times 10^3$	$2 \times 10^4 \rightarrow 10^3$
TNg.max (m $^{-2}$)	2×10^5	7×10^7	10^6	2×10^6	$6 \times 10^5 \rightarrow 10^5$	$6 \times 10^6 \rightarrow 10^5$
TQc.max	1.2	0.4	0.1	1.1	<0.1	0.3
(0.1 kg/m 2)	(67 min)	(53 min)	(80 min)	(67 min)	(47 min)	(53 min)
	1.5	1.3		1.4	2.7	1.5
	(147 min)	(133 min)		(140 min)	(113 min)	(127 min)

(Hallet and Mossop, 1974) 過程により $-3 \text{ }^\circ\text{C} \sim -8 \text{ }^\circ\text{C}$ の温度帯で起こるのみとなり, 雲氷は山頂付近にしか見られない (第 11.2.5 b 図). 海上での降水は, 大部分が warm rain 過程と同様な auto conversion で作られた雨が凍結したあられとして生じている. 氷晶数が少ないため, 雲水は十分には降水に転換されず, warm rain 同様山の風下側の下降域に出てしまう (第 11.2.5 a 図).

降雪に対する地形効果としての natural seeding の重要性をみるため, 陸域で昇華/凝結凍結核の生成と雲粒凍結の両方を標準実験の 1/100 に抑制した結果を第 11.2.6 図に示す. 山岳風上斜面での降水量のピーク値は標準実験 (第 9.3.9 図) に比べて 60% に大きく減少している. 一方, 山なしの実験でも陸域で昇華/凝結凍結核の生成と雲粒凍結の両方を標準実験の 100 倍にすると降水量は第 11.2.7 図に示すように海岸線から 40 km 内陸よりで明瞭なピークを持つ. この場合, 雲水の大部分は雪に変換されており, あられは陸域でむしろ減少している.

シーディングを用いた将来の人工的な降雪雲制御の可能性を見るため, 海上の特定な部分で昇華/凝結凍結核の生成と雲粒凍結の両方を標準実験の 1000 倍にするシーディング実験を行った. 第 11.2.8 図, 第 11.2.9 図は海岸線から沖合 40 km から 70 km に相当する $150 \text{ km} < x < 180 \text{ km}$ でシーディングを行った場合の結果を示す. 両図に見られるようにシーディングを行った場所では, 過冷却雲水の殆どは氷化して風下降雪を増大させている. 標準実験 (第 9.3.9 図) と比較するとシーディングを行った場所の風下の海上 ($x=200 \text{ km}$ 付近) では降水量は最大約 2 倍に増加している. この付近の降水は雪とあられの比率は標準実験では 2

第 11.2.2 表 感度実験による 6 時間後から 12 時間後までの降水量. 単位は mm. () 内の数字はピーク値を示す

山あり実験	平均降水量	陸域での降水量
コントロール	0.8	2.2 (5.8)
① (Nucleation) off	0.8	2.1 (5.6)
② (雲粒凍結) off	0.7	1.9 (5.0)
①と②両方 off	0.4	1.2 (3.2)
warm rain	0.3	0.6 (1.6)
山岳域で氷晶抑制	0.6	1.5 (3.9)
海上で種まき	0.8	2.0 (4.7)

山なし実験	平均降水量	陸域での降水量
コントロール	0.5	1.0 (1.6)
warm rain	0.2	0.3 (0.5)
陸面で氷晶促進	0.6	1.3 (2.8)

対 1 程度であったが, 種蒔き実験では殆どが雪によってもたらされている. 一方, 陸域の降水量は 6% ほど減少している. これはシーディングによる海上での降雪の増分にほぼ一致している.

11.2.5 北日本地形性降雪への氷晶生成項感度実験のまとめ

9.3 の実験を含めた 2 次元数値実験による降水量第 11.2.2 表にまとめる. 山岳域での降水量は, 温度依存性の高い雲粒凍結と昇華/凝結凍結核生成を抑制すると 3/4 に減少した. また山なしの実験でも陸域で氷晶生成を促進することにより降雪量は 30% の増加を示す. これらの結果は山岳域での温度低下による氷晶濃度増加が陸域での降雪の増加に寄与しているという 9.3 の推測を支持している. 人工的なシーディングを想定して海上の特定の場所で氷晶生成を促進した実験では, シーディングにより過冷却雲水の殆どが氷化した. 風下 20~40 km では降雪が標準実験の 2 倍に増加

する一方、あられは殆どなくなった。領域全体の降水量は殆ど変わらず陸域の降雪は10%減少した。この結果は、降雪の質や降積雪の分布を、シーディングにより人工的に制御できる可能性を具体的に示すものと言える。

参考文献

Bigg, E. K., 1953: The supercooling of water. *Proc. Phys. Soc. London*, **B66**, 688-694.
Fletcher, N. H., 1962: *The Physics of Rainclouds*. Cambridge University Press, 386pp.
Hallet, J. and S. C. Mossop, 1974: Production of secondary

ice particles during the riming process. *Nature*, **249**, 26-28.

Ikawa, M., H. Mizuno, T. Matsuo, M. Murakami, Y. Yamada and K. Saito, 1991: Numerical modeling of the convective snow cloud over the Sea of Japan - Precipitation Mechanism and sensitivity to ice crystal nucleation rates-. *J. Meteor. Soc. Japan*, **69**, 641-667.
Murakami, M., 1990: Numerical modeling of dynamical and microphysical evolution of an isolated convective cloud -the 19 July 1981 CCOPE cloud-. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 107-128.

謝 辞

本技術報告は科学技術振興調整費「降積雪対策技術度化に関する研究」の副課題として実施した「降雪機構の解明と降雪雲調節の可能性に関する基礎的研究」の成果をとりまとめたものであるが、研究全体の推進委員長であった若濱五郎 北海道大学教授（当時）、本副課題主査の二宮洸三 札幌管区気象台長（当時）から貴重な助言と励ましをいただいたことに深く感謝致します。分担研究者として研究遂行に多大な協力をいただいた、防災科学技術研究所の真木雅之氏、岩波越氏、中井専人氏、土木研究所の吉野文雄氏、北海道大学低温科学研究所の遠藤辰雄氏、藤吉康志氏、名古屋大学水圏科学研究所の石坂隆氏、秋田大学の梶川正弘氏に感謝の意を表します。気象研究所のレーダ観測を実施するに当たっては、台風研究部第3研究室（当時）のメンバーに協力していただきました。航空機観測実施に当たっては、昭和航空（株）、ダイヤモンドエアサービス（株）、中日本航空（株）のご協力を得ました。仙台管区気象台および酒田測候所からは観測支援資料を提供していただきました。

最後に、本技術報告をとりまとめるに当たっては、物理気象研究部第1研究室非常勤職員の田中（旧姓井坂）暁子さん、石山美由起さん、杉山正子さんにご協力いただきました。

気象研究所技術報告一覧表

- 第1号 バックグラウンド大気汚染の測定法の開発 (地球規模大気汚染特別研究班, 1978)
Development of Monitoring Techniques for Global Background Air Pollution. (MRI Special Research Group on Global Atmospheric Pollution, 1978)
- 第2号 主要活火山の地殻変動並びに地熱状態の調査研究 (地震火山研究部, 1979)
Investigation of Ground Movement and Geothermal State of Main Active Volcanoes in Japan. (Seismology and Volcanology Research Division, 1979)
- 第3号 筑波研究学園都市に新設された気象観測用鉄塔施設 (花房龍男・藤谷徳之助・伴野 登・魚津 博, 1979)
On the Meteorological Tower and Its Observational System at Tsukuba Science City. (T. Hanafusa, T. Fujitani, N. Banno, and H. Uozu, 1979)
- 第4号 海底地震常時観測システムの開発 (地震火山研究部, 1980)
Permanent Ocean-Bottom Seismograph Observation System. (Seismology and Volcanology Research Division, 1980)
- 第5号 本州南方海域水温図-400m (又は 500m) 深と 1,000m 深- (1934-1943 年及び 1954-1980 年) (海洋研究部, 1981)
Horizontal Distribution of Temperature in 400m (or 500m) and 1,000m Depth in Sea South of Honshu, Japan and Western-North Pacific Ocean from 1934 to 1943 and from 1954 to 1980. (Oceanographical Research Division, 1981)
- 第6号 成層圏オゾンの破壊につながる大気成分及び紫外日射の観測 (高層物理研究部, 1982)
Observations of the Atmospheric Constituents Related to the Stratospheric ozone Depletion and the Ultraviolet Radiation. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1982)
- 第7号 83 型強震計の開発 (地震火山研究部, 1983)
Strong-Motion Seismograph Model 83 for the Japan Meteorological Agency Network. (Seismology and Volcanology Research Division, 1983)
- 第8号 大気中における雪片の融解現象に関する研究 (物理気象研究部, 1984)
The Study of Melting of Snowflakes in the Atmosphere. (Physical Meteorology Research Division, 1984)
- 第9号 御前崎南方沖における海底水圧観測 (地震火山研究部・海洋研究部, 1984)
Bottom Pressure Observation South off Omaezaki, Central Honsyu. (Seismology and Volcanology Research Division and Oceanographical Research Division, 1984)
- 第10号 日本付近の低気圧の統計 (予報研究部, 1984)
Statistics on Cyclones around Japan. (Forecast Research Division, 1984)
- 第11号 局地風と大気汚染質の輸送に関する研究 (応用気象研究部, 1984)
Observations and Numerical Experiments on Local Circulation and Medium-Range Transport of Air Pollutions. (Applied Meteorology Research Division, 1984)
- 第12号 火山活動監視手法に関する研究 (地震火山研究部, 1984)
Investigation on the Techniques for Volcanic Activity Surveillance. (Seismology and Volcanology Research Division, 1984)
- 第13号 気象研究所大気大循環モデル-□ (MRI・GCM-□) (予報研究部, 1984)
A Description of the MRI Atmospheric General Circulation Model (The MRI・GCM-□). (Forecast Research Division, 1984)
- 第14号 台風の構造の変化と移動に関する研究-台風 7916 の一生- (台風研究部, 1985)
A Study on the Changes of the Three-Dimensional Structure and the Movement Speed of the Typhoon through its Life Time. (Typhoon Research Division, 1985)
- 第15号 波浪推算モデル MRI と MRI-□ の相互比較研究-計算結果図集- (海洋気象研究部, 1985)
An Intercomparison Study between the Wave Models MRI and MRI-□ - A Compilation of Results - (Oceanographical Research Division, 1985)
- 第16号 地震予知に関する実験的及び理論的研究 (地震火山研究部, 1985)
Study on Earthquake Prediction by Geophysical Method. (Seismology and Volcanology Research Division, 1985)
- 第17号 北半球地上月平均気温偏差図 (予報研究部, 1986)
Maps of Monthly Mean Surface Temperature Anomalies over the Northern Hemisphere for 1891-1981. (Forecast Research Division, 1986)
- 第18号 中層大気の研究 (高層物理研究部・気象衛星研究部・予報研究部・地磁気観測所, 1986)
Studies of the Middle Atmosphere. (Upper Atmosphere Physics Research Division, Meteorological Satellite Research Division, Forecast Research Division, MRI and the Magnetic Observatory, 1986)
- 第19号 ドップラーレーダによる気象・海象の研究 (気象衛星研究部・台風研究部・予報研究部・応用気象研究部・海洋研究部, 1986)
Studies on Meteorological and Sea Surface Phenomena by Doppler Radar. (Meteorological Satellite Research Division, Typhoon Research Division, Forecast Research Division, Applied Meteorology Research Division, and Oceanographical Research Division, 1986)
- 第20号 気象研究所対流圏大気大循環モデル (MRI・GCM-□) による 12 年間分の積分 (予報研究部, 1986)
Mean Statistics of the Tropospheric MRI・GCM-□ based on 12-year Integration. (Forecast Research Division, 1986)
- 第21号 宇宙線中間子強度 1983-1986 (高層物理研究部, 1987)

- Multi-Directional Cosmic Ray Meson Intensity 1983-1986. (Upper Atmosphere Physics Research Division, 1987)
- 第 22 号 静止気象衛星「ひまわり」画像の噴火噴煙データに基づく噴火活動の解析に関する研究 (地震火山研究部, 1987)
Study on Analysis of Volcanic Eruptions based on Eruption Cloud Image Data obtained by the Geostationary Meteorological satellite (GMS). (Seismology and Volcanology Research Division, 1987)
- 第 23 号 オホーツク海海洋気候図 (篠原吉雄・四竈信行, 1988)
Marine Climatological Atlas of the sea of Okhotsk. (Y. Shinohara and N. Shikama, 1988)
- 第 24 号 海洋大循環モデルを用いた風の応力異常に対する太平洋の応答実験 (海洋研究部, 1989)
Response Experiment of Pacific Ocean to Anomalous Wind Stress with Ocean General Circulation Model. (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第 25 号 太平洋における海洋諸要素の季節平均分布 (海洋研究部, 1989)
Seasonal Mean Distribution of Sea Properties in the Pacific. (Oceanographical Research Division, 1989)
- 第 26 号 地震前兆現象のデータベース (地震火山研究部, 1990)
Database of Earthquake Precursors. (Seismology and Volcanology Research Division, 1990)
- 第 27 号 沖縄地方における梅雨期の降水システムの特徴 (台風研究部, 1991)
Characteristics of Precipitation Systems During the Baiu Season in the Okinawa Area. (Typhoon Research Division, 1991)
- 第 28 号 気象研究所・予報研究部で開発された非静水圧モデル (猪川元興・斉藤和雄, 1991)
Description of a Nonhydrostatic Model Developed at the Forecast Research Department of the MRI. (M. Ikawa and K. Saito, 1991)
- 第 29 号 雲の放射過程に関する総合的研究 (気候研究部・物理気象研究部・応用気象研究部・気象衛星・観測システム研究部・台風研究部, 1992)
A Synthetic Study on Cloud-Radiation Processes. (Climate Research Department, Physical Meteorology Research Department, Applied Meteorology Research Department, Meteorological Satellite and Observation System Research Department, and Typhoon Research Department, 1992)
- 第 30 号 大気と海洋・地表とのエネルギー交換過程に関する研究 (三上正男・遠藤昌宏・新野 宏・山崎孝治, 1992)
Studies of Energy Exchange Processes between the Ocean-Ground Surface and Atmosphere. (M. Mikami, M. Endoh, H. Niino, and K. Yamazaki, 1992)
- 第 31 号 降水日の出現頻度からみた日本の季節推移-30年間の日降水量資料に基づく統計- (秋山孝子, 1993)
Seasonal Transition in Japan, as Revealed by Appearance Frequency of Precipitating-Days. -Statistics of Daily Precipitation Data During 30 Years- (T. Akiyama, 1993)
- 第 32 号 直下型地震予知に関する観測的研究 (地震火山研究部, 1994)
Observational Study on the Prediction of Disastrous Intraplate Earthquakes. (Seismology and Volcanology Research Department, 1994)
- 第 33 号 各種気象観測機器による比較観測 (気象衛星・観測システム研究部, 1994)
Intercomparisons of Meteorological Observation Instruments. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1994)
- 第 34 号 硫酸化物の長距離輸送モデルと東アジア地域への適用 (応用気象研究部, 1995)
The Long-Range Transport Model of Sulfur Oxides and Its Application to the East Asian Region. (Applied Meteorology Research Department, 1995)
- 第 35 号 ウインドプロファイラーによる気象の観測法の研究 (気象衛星・観測システム研究部, 1995)
Studies on Wind Profiler Techniques for the Measurements of Winds. (Meteorological Satellite and Observation System Research Department, 1995)
- 第 36 号 降水・落下塵中の人工放射性核種の分析法及びその地球化学的研究 (地球化学研究部, 1996)
Geochemical Studies and Analytical Methods of Anthropogenic Radionuclides in Fallout Samples. (Geochemical Research Department, 1996)
- 第 37 号 大気と海洋の地球化学的研究 (1995年及び1996年) (地球化学研究部, 1998)
Geochemical Study of the Atmosphere and Ocean in 1995 and 1996. (Geochemical Research Department, 1998)
- 第 38 号 鉛直 2次元非線形問題 (金久博忠, 1999)
Vertically 2-dimensional Nonlinear Problem, (H. Kanehisa, 1999)
- 第 39 号 客観的予報技術の研究 (予報研究部, 2000)
Study on the Objective Forecasting Techniques (Forecast Research Department, 2000)
- 第 40 号 南関東地域における応力場と地震活動予測に関する研究 (地震火山研究部, 2000)
Study on Stress Field and Forecast of Seismic Activity in the Kanto Region (Seismology and Volcanology Research Department, 2000)
- 第 41 号 電量滴定法による海水中の全炭酸濃度の高精度分析および大気中の二酸化炭素と海水中の全炭酸の放射性炭素同位体比の測定 (石井雅男・吉川久幸・松枝秀和, 2000)
Coulometric Precise Analysis of Total Inorganic Carbon in Seawater and Measurements of Radiocarbon for the Carbon Dioxide in the Atmosphere and for the Total Inorganic Carbon in Seawater (I.Masao, H.Y.Inoue and H.Matsueda, 2000)
- 第 42 号 気象研究所/数値予報課統一非静力学モデル (斉藤和雄・加藤輝之・永戸久喜・室井ちあし, 2001)
Documentation of the Meteorological Research Institute / Numerical Prediction Division Unified Nonhydrostatic Model (Kazuo Saito, Teruyuki Kato, Hisaki Eito and Chiashi Muroi, 2001)
- 第 43 号 大気および海水中のクロロフルオロカーボン類の精密測定と気象研究所クロロフルオロカーボン類標準ガスの確立 (時枝隆之・井上(吉川)久幸, 2004)

Precise measurements of atmospheric and oceanic chlorofluorocarbons and MRI chlorofluorocarbons calibration scale(Takayuki Tokieda and Hisayuki Y. Inoue, 2004)

第 44 号 PostScript コードを生成する描画ツール"PLOTPS"マニュアル (加藤輝之, 2004)

Documentation of "PLOTPS": Outputting Tools for PostScript Code(Teruyuki Kato, 2004)

第 45 号 気象庁及び気象研究所における二酸化炭素の長期観測に使用された標準ガスのスケールとその安定性の再評価に関する調査・研究 (松枝秀和・須田一人・西岡佐喜子・平野礼朗・澤 庸介・坪井一寛・堤 之智・神谷ひとみ・根本和宏・長井秀樹・吉田雅司・岩野園城・山本 治・森下秀昭・鎌田匡俊・和田 晃, 2004)

Re-evaluation for scale and stability of CO2 standard gases used as long-term observations at the Japan Meteorological Agency and the Meteorological Research Institute (Hidekazu Matsueda, Kazuto Suda, Sakiko Nishioka, Toshiro Hirano, Yousuke, Sawa, Kazuhiro Tuboi, Tsutumi, Hitomi Kamiya, Kazuhiro Nemoto, Hideki Nagai, Masashi Yoshida, Sonoki Iwano, Osamu Yamamoto, Hideaki Morishita, Kamata, Akira Wada, 2004)

第 46 号 地震発生過程の詳細なモデリングによる東海地震発生の推定精度向上に関する研究 (地震火山研究部, 2005)

A Study to Improve Accuracy of Forecasting the Tokai Earthquake by Modeling the Generation Processes (Seismology and Volcanology Research Department, 2005)

第 47 号 気象研究所共用海洋モデル (MR I. C. O. M) 解説 (海洋研究部, 2005)

Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM) Manual (Oceanographical Research Department, 2005)

気象研究所

1946年(昭和21)年 設立

所 長 : 理博 藤谷 徳之助

予報研究部	部長 : 理博 杉 正 人
気候研究部	部長 : 理博 野 田 彰
台風研究部	部長 : 榊 原 均
物理気象研究部	部長 : 林 則 雄
環境・応用気象研究部	部長 : 澤 井 哲 滋
気象衛星・観測 システム研究部	部長 : 高 山 陽 三
地震火山研究部	部長 : 伊 藤 秀 美
海洋研究部	部長 : 農 博 大 山 準 一
地球化学研究部	部長 : 理博 廣 瀬 勝 己

気象研究所技術報告

編集委員長 : 澤 井 哲 滋

編集委員 : 大 関 誠 黒 田 友 二 楠 研 一
萩野谷 成 徳 清 野 直 子 笹 岡 雅 宏
山 本 剛 靖 碓 氷 典 久 石 井 雅 男
事務局 : 中 本 能 久 鈴 木 誠 一

気象研究所技術報告は、1978年(昭和53)年の初刊以来、気象研究所が必要の都度発行する刊行物であり、原則として気象研究所職員及びその共同研究者による気象学、海洋学、地震学その他関連の地球科学に関する技術報告、資料報告および総合報告(以下報告という)を掲載する。

気象研究所技術報告の編集は、編集委員会が行う。

本紙に掲載された報告の著作権は気象研究所に帰属する。本紙に掲載された報告を引用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。本紙に掲載された報告の全部又は一部を複製、転載、翻訳、あるいはその他に利用する場合は気象研究所の許諾を得なければならない。個人が研究、学習、教育に使用する場合は、出所を明示すれば気象研究所の許諾を必要としない。

気象研究所技術報告 ISSN 0386-4049

第48号

平成17年7月 発行

編集兼
発行者

気 象 研 究 所

〒305-0052 茨城県つくば市長峰1-1

TEL (029) 853-8535

印刷所

前田印刷株式会社

〒305-00336 茨城県つくば市東新井14-3