

第1章 概要*

1.1 研究の目的

冬季、大陸からの寒冷な季節風は日本海を渡ってくる間に大量の熱と水蒸気を取り込み、日本海沿岸を中心に大量の降雪をもたらす。このようにして生成された大量の降雪はしばしば交通機関や住宅等に大きな被害を及ぼす。我が国の国土の半分は豪雪地帯であり総人口の約5分の1の人々が生活している。これらの地域では、従来、気象・積雪等を受身の姿勢でとらえ、防護策を講じるのみであったが、近年は、冬季においても無雪期と同様の社会経済活動を営むことへの要望が高まっている。降雪被害を軽減するための降雪の短時間予報の改善や降雪の人工調節技術の確立のためには、これらの雪雲の降水機構の理解が必須である。

降雪予測に関する研究は、これまで主に総観スケール・メソスケールの現象に関する研究が精力的になされ降雪予測の改善が図られてきた。しかし、近年の時空間的に細かなスケールの降雪予測精度向上に対する要望に応えるためには、雲内の運動学的・熱力学的構造と同様に、雲物理学的構造を対象としたマイクロスケールの現象を包含した降雪機構に関する研究が重要となる。

降雪の人工調節でも、シーディングによって降水粒子のタイプを変化させ、地上降水域を移動させようとした場合、これらの雪雲の雲物理学的構造の深い理解なしでは目的を達成することができない。降水調節（降雪調節）に関しては、諸外国において水資源確保や降雹被害の軽減のためにシーディング（ドライアイスなどの物質をまいて雲の内部構造を変化させること）実験が実施されている例があるが、その因果関係の解明や定量的な評価が必ずしも明確にされている状態ではない。我が国においても昭和20年代末から約10数年間にわたって水力発電等の水資源確保を目的として研究が進められてきたものの、実際の降水雲（降雪雲）の調節可能性に関する技術的見通しを得るまでには到らなかった。

しかし、近年この分野の研究に必要な、降雪雲の3次元構造を明らかにする観測機器や数値シミュレーション技術等の発展には目覚ましいものがあり、こうした技術を利用すれば、降雪雲の内部構造と降雪機構に関

する研究が進展し、降雪の局所短時間予測の精度向上や降雪雲の調節技術やその効果の評価法に関する基礎的知見の蓄積が進むものと期待される。

このような背景から、1988年度から1992年度にかけて防災科学技術研究所・土木研究所・北海道大学・名古屋大学・秋田大学などと共同で科学技術振興調整費による「降積雪対策技術の高度化に関する研究」の副課題として「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」を実施した。本技術報告は、山形県酒田市沖に出現する日本海降雪雲を対象としたドップラーレーダ観測・特殊ゾンデ観測・航空機による直接観測・マイクロ波放射計観測・地上降雪粒子観測などを取り入れた総合観測の結果や雲物理過程を取り込んだ降雪雲力学モデルを用いた数値シミュレーションの結果をもとに、日本海上の降雪雲の降雪機構とその人工調節の可能性についてまとめたものである。以下に観測体制と得られた成果の概要を記述する。

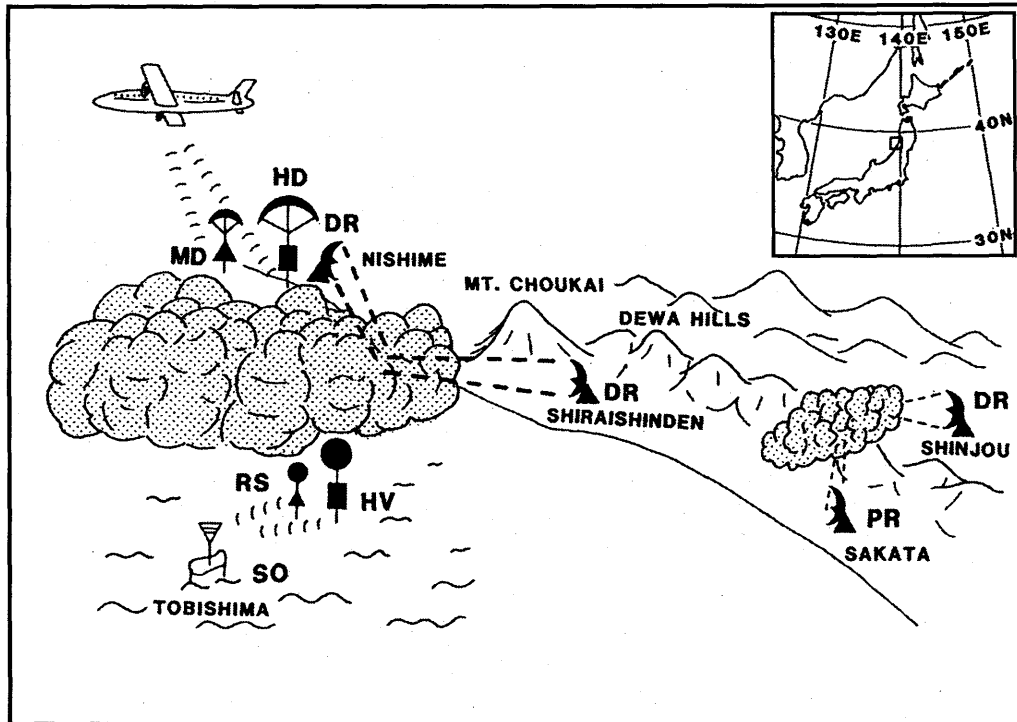
1.2 観測体制

この共同研究では、降雪雲のマイクロスケール及びメソスケールの構造を調べるために種々の観測機器が用いられた。使用された観測機器の種類とその配置を第1.2.1図に模式的に示す。

降雪雲の微物理学的・熱力学的構造を調べるために、雲粒子ゾンデ（HYVIS; Murakami and Matsuo, 1990）とそれをドロップ化した雲粒子ドロップゾンデ（HYDROS）を開発した。共同研究期間の最終年度、5冬期目に初めて研究用観測航空機による降雪雲の直接測定を実施したが、最初の4年間は航空機による直接測定は行わなかった。その理由は、航空機による降雪雲の直接測定の安全性を評価するために必要な降雪雲内の過冷却雲水量の最大値やその時空間的広がりに関する十分な知識がなかったからである。

島が2km以下と比較的小さく最大標高も50m程度と低いためその上を通過する雪雲に大きな影響を与えないこと、本州の海岸線から30km以内に位置しておりドップラーレーダの観測領域内にあることから、HYVIS観測の地点として山形県酒田市飛鳥を選定した。HYVIS観測地点ではマイクロ波放射計

* 村上正隆：物理気象研究部



第 1.2.1 図 観測領域の位置 (右上のパネル) と共同研究で使用された観測装置の配置 (概念図)。
MD は気象ドロップゾンデ, HD は雲粒子ドロップゾンデ, RS はレーウィンゾンデ, HV は雲粒子
ゾンデ; DR はドップラーレーダ, PR は二重偏波レーダ; SO は地上降雪粒子観測を示す。

(Radiometric Corporation, WVR-1000) を用いた鉛直積分雲水量の測定も実施した。レーダ反射因子のまだ弱い発達期の雪雲を HYVIS で観測するため、マイクロ波放射計で測定される積分雲水量をモニターしながら HYVIS 放球のタイミングを決定した。

航空機 (昭和航空機, Fairchild MarineIV) を用いて、雪雲の上方から雲粒子ドロップゾンデ (HYDROS) や気象ドロップゾンデを投下し、機体下方に取り付けた自動追尾型アンテナで映像信号や気象信号を受信した。ゾンデの投下地点の正確な位置情報は航空機搭載の GPS を用いて取得した。

この共同研究では、4 台のドップラーレーダを使用した。そのうちの 3 台は波長 3 cm で、気象研究所・防災科学技術研究所・北海道大学低温科学研究所が所有しているものである。4 台目のレーダは波長 5 cm の 2 重偏波ドップラーレーダで土木研究所が所有しているものである。北海道大学低温科学研究所のレーダは 1989~1991 年の 3 冬期間のみに使用した。これら 4 台 (1992~1993 年は 3 台) のレーダの配置は年によって若干異なったが、第 1.2.1 図には 1989 年のレーダの配置を示す。デュアルドップラーレーダ観測は気象研究所と低温研究所のレーダを用いて実施した

(1990~1993 年は気象研究所と防災科学技術研究所のレーダを用いて実施した)。2 台のレーダは基線長約 30 km (1990~1993 年は約 37 km) を確保して海岸付近に設置した。両地点からは障害物の影響を受けることなしに、日本海上の降雪雲を観測することができた。また、低温科学研究所と防災科学技術研究所のレーダは出羽丘陵を挟んで風上側と風下側に設置し、降雪雲の地形変質の研究に用いた。

レーウィンゾンデ観測は、飛島 (海上)・酒田 (海岸部)・新庄 (出羽丘陵の風下側) で実施した。降雪粒子の結晶形・粒径・落下速度の観測は飛島・酒田・狩川 (出羽丘陵の風上斜面) で実施した。その他に、メソスケール及び総観スケールの気象条件を把握するために気象庁が実施しているアメダスの気温・風・降水データやルーチンのレーウィンゾンデ観測データ、気象衛星データも使用した。

1.3 成果

山形県酒田市周辺において、海上から内陸に進入する降雪雲の内部構造と降水機構を解明するため、デュアルドップラーレーダ、雲粒子 (ドロップ) ゾンデ、雲観測専用航空機、地上設置型マイク

ロ波放射計，地上降雪粒子測定装置などを組み合わせた総合観測を実施するとともに，各種降雪雲数値モデルを開発し，それをういた数値実験を実施し，以下のような様々な新しい知見が得られた。

冬季日本海上で発生する降雪雲の降水機構の中で過冷却雲粒がどの程度重要なのか，また，降雪雲調節の可能性を評価する上で過冷却雲粒がいつ・どこで・どのくらい存在するのを見積もるために，上空の過冷却雲粒の存在を示すあられ降水に着目して，地上降雪粒子の統計を行った。その結果，あられ降水は日本列島周辺では東北～北陸地方の日本海沿岸の12月～2月に卓越し，あられによる降水量は1月の月降水量の少なくとも1/4～1/3に達することが示された。これから，過冷却雲粒を豊富に含む雲も，気候学的にあられ降水と同じ地域・季節で卓越し，冬の降水量に密接に関係していることが示唆された(2章1節)。

本研究で観測領域として選定した，庄内平野付近の冬期日本海上における種々の降雪雲の出現頻度や相対的重要性を明らかにするために，気象庁現業レーダの降雪雲エコーをI-type:孤立したエコー，T-type:下層の風向に直交する筋状エコー，L-type:下層の風向に平行になる筋状エコー，P-type:面状エコー，Mx-type: I, T, L, P-type が混在するエコー，の5つのタイプに分類してその統計的特徴を調べた。観測領域では日本海寒帯気団収束帯に伴う発達した帯状降雪雲がかかることは希で，寒気吹き出し時によく見られ，人工調節に適していると考えられるI, L, T-typeの降雪雲は出現頻度で60%，領域全体の降水量に対する割合で40%を占めることが明らかとなった(2章2節)。

降雪雲の中で起こっている降雪機構を推定するために，総合観測の一環として地上降雪粒子観測を実施した。降雪雲の通過に伴って，riming率の大きな降雪粒子(あられが主体)が降雪の前半に降り，降雪の後半にriming率の小さな降雪粒子(昇華成長による質量が大きな雪片や雪結晶が主体)が降るといった時間変化を示すことが多いことが分かった。より深い対流混合層内に形成した降雪雲から，より大きな雪結晶，大きな雪片，大きなあられが地上にもたらされることも明らかとなった(3章)。

上述の降雪雲の通過に伴う地上降雪粒子観測の結果は，降雪雲の通過に伴う積分雲水量は地上の降雪現象よりも時間的に先行して増大し降雪雲の進行方向の

前方部分に雲水量が存在する，というマイクロ波放射計による鉛直積分雲水量の観測の結果とも整合的であった。統計的には，積分雲水量の出現頻度は雲水量の増加とともに指数関数的に減少し大部分の雲水量は断熱凝結量よりも小さいこと，雲水継続時間の出現頻度も継続時間の増加とともに指数関数的に減少し大部分の雲水継続時間は5分未満であることが示された。対流混合層が厚くなると，積分雲水量や雲水継続時間が増加することも示された(7章)。

雲粒子(ドロップ)ゾンデ観測とレーウィンゾンデ観測の結果から，寒気吹き出し時に発達する対流混合層とその中に形成される孤立型，L型，T型の降雪雲の平均的な鉛直構造を調べた。その結果，対流混合層の内部構造は，雲底下に等比湿層は見られず地表に向かって増加傾向にあることを除くと，下面から加熱される対流混合層の典型的なプロファイルを示した。その他に，地表付近の高相当温位気塊のもつCAPE(Convective Available Potential Energy)は最大で150 J kg⁻¹程度で，雲頂付近の低相当温位気塊の持つDCAPE(Downdraft Convective Available Potential Energy)も同程度であること，上昇流の最大値は5 m s⁻¹程度で雲層に見られることが多く，下降流の絶対値は上昇流の半分程度であること，雲水量は雲の上部ほど大きく断熱凝結量に近い値を示すこと，氷晶数濃度は雲頂付近で高く最大で数100個L⁻¹であることが明らかとなった(4章2節)。

雲頂温度が-20℃前後で比較的短寿命の対流性降雪雲は，発達期には数m s⁻¹の上昇流により生成された断熱凝結量に近い高濃度の過冷却雲水が存在していること，最盛期には高濃度の氷晶・降雪粒子が存在していること，衰退期の雲では降雪粒子の成長に費やされたために極低濃度の過冷却雲水しか存在しないことなどが明らかとなった。このように，自然の氷晶発生過程が顕在化する前には十分な過冷却雲水を含みシーディングに適した雲であるが，一旦氷晶発生過程が顕在化すると十分な数の氷晶・降雪粒子が過冷却雲水を消費し，シーディングによる人工降雪が難しい状態となるため，シーディングに適した雲・タイミングを見出すことが重要であることが示唆された(4章3節)。

氷晶・降雪粒子の最大数濃度の雲頂温度依存性は，従来広く用いられてきた経験式より小さく，雲頂温度-20℃程度の降雪雲内で観測される氷晶濃度は従来

の経験式から予想されるより2桁近く大きいことも示された。氷晶数濃度の雲水量依存性などから、現時点では、過冷却雲粒の凍結が有力な氷晶発生機構と考えられる。しかし、この結論はいくつかの仮定にもとづいて導出されたものであり、降水機構に大きな影響を持つ氷晶発生機構をより深くより正確に理解するためには、雲内の初期氷晶の時空間分布のデータの集積と、メカニズム別に測定可能な装置を用いた航空機による氷晶核の in-situ measurement が不可欠である(4章4節)。

デュアルドップラーレーダ観測から、日本海上に出現する様々な降雪雲内部の3次元的气流構造を明らかにした。バンド状降雪雲は、混合層内の平均風向にほぼ平行な走向を持つバンド(L型またはLモード)と比較的大きな角度をなすバンド(T型またはTモード)に分類することができる。しかし、線形論から予想されるようにバンドの走向と鉛直シアは平行ではなく、ある角度をなしていることが多く、降雪粒子により形成されたバンド内下層の冷気塊とバンド外下層の不安定大気との相互作用がバンドの形成・維持に重要な役割を果たしていることが示唆された(5章2節)。

寒気吹き出し時の代表的な雲である孤立型、Lモード、Tモードの降雪雲では、いずれの場合も中層から降雪雲内に流入し雲内を下降する気流が存在し、それにより雲底下に低温領域(コールドドーム)が形成されていることが確認された。コールドドームは、降雪雲に向かって吹き込んでくる地表付近の気流を押し上げることによって新たな対流セルの形成・維持に寄与していると考えられる。大きなスケールの収束場が存在しないときの降雪雲の形態は、一般場の熱力学的構造や鉛直シアの影響を強く受けている。一般に、鉛直シアが小さくなると、寿命の短い孤立した降雪雲が出現し、鉛直シアが適度な大きさの時には、LモードやTモードに組織化された比較的大きく持続する降雪雲が出現する。下層と雲頂付近の水平風の鉛直シアが主に風速シアからなる場合にはLモードのバンド状(筋状)降雪雲に、風向シアがある程度大きくなるとTモードのバンド状降雪雲が出現する。

孤立型の降雪雲の寿命は約1時間で、発達期には上昇流が雲内の大部分を占めるが、降水の発達とともに

次第に上昇流は下降流に置き代わっていく。内部の气流構造はほぼ軸対称となっている(5章3節)。

弱い鉛直シアの場に出現した浅いLモードのバンド状降雪雲では走向に一系列に並んだセル構造がみられ、バンドを構成するセル内の鉛直流や反射因子の分布は孤立型の降雪雲と同じような発達過程を示した。強い寒気場に出現した深いLモードのバンド状降雪雲では、バンドの走向に直交する鉛直シアが大きく、これを反映して、バンド内では長続きする循環が形成されていた(5章4節)。

弱い寒気移流場に出現した浅いTモードのバンド状降雪雲では、発達期にはバンドの軸付近で上昇流域が卓越しており、バンドの前面と後面には下降流が見られ、最盛期を過ぎると、バンドの前面に上昇流、後面に高度約2km付近からバンド内に流入する下降流という構造に変化した。深いTモードのバンド状降雪雲では、バンドの進行方向前方に張り出すアンビル状のエコーがバンド前面の前方で地表に達し、これに伴う上空からの運動量輸送によりバンド前面の「古い」上昇流域への不安定空気の供給が遮断され、上昇流はしだいに衰退し下降流となる。これに対して、地上に到達したアンビル状エコーの前方では、バンドに流入する不安定な下層大気との間に収束が生じて、新たに上昇流域が形成される。このように、新しい上昇流域が次々と「古い」上昇流域の前方に形成されることによって、バンドが維持されていた(5章5節)。

航空機による直接観測を実施し、寒気吹き出し末期に日本海上に出現した雲頂高度(温度)が1.8km(-13℃)の背の低い対流性降雪雲の平均的特徴を明らかにした。対流混合層は、最下層の超断熱減率と下層500mにおける~2℃の対流不安定、混合層トップの強い気温逆転(~2℃)、雲底下の乾燥空気(60~70%)で特徴付けられていた。雲の微物理学的特徴は4章2節のゾンデ観測の結果と整合的であった。海面付近の温位の高い気塊が上昇して、対流セルを形成していた。雲頂付近では、逆転層内に対流セルがオーバーシュートし、風向・風速の急変も見られ、乱流指数も大きく、熱と運動量の混合が活発に起こっていることが示唆された。降雪粒子が雲底下に現れる頃には下層の上昇流は衰弱して、降雪粒子は雲底下の乾燥空気

中（相対湿度 60～70 %）で急速に昇華蒸発して冷たい下降外流出を形成していた。これが海面付近の暖湿な気流との間に収束域を形成し、次の対流のトリガーとなっていた（6章2節）。

種々の測定装置を組み合わせた総合観測を実施し、寒気吹き出し時に出現する典型的な筋状降雪雲のほか、これまでほとんど研究されていなかった低気圧通過後の風速増加域に出現するバンド状降雪雲、移動性高気圧の先端付近に出現するバンド状降雪雲、発達した低気圧の後面に出現する背の高いバンド状降雪雲などの内部構造と降水機構を明らかにした。

低気圧の通過後、大陸からの寒気の吹き出しの始まる数時間前に、観測領域に進入してきた風速増加域に長さ 40～200 km のバンド状降雪雲が出現した。バンドの走向は下層の風にほぼ直交しており、バンド内の最大上昇流は $2\sim 4\text{ ms}^{-1}$ で、バンド内の下層には顕著な冷気塊がみられ、主な降水粒子はあられであった。バンドの走向に直交する鉛直断面内の平均的気流構造としては、前面で上昇流、後面で下降流という組み合わせが一般的な構造であったが、前面で下降流、後面で上昇流という気流構造も見られた。このような違いは、バンドの走向に直交する鉛直断面内の水平風の鉛直シアの向きによって決まることが示唆された（8章1節）。

移動性高気圧の先端部付近に形成された SNOW BAND 群が観測点上空を 40～60 分間隔（30～40 分間隔）で通過した。これらの SNOW BAND は、中・下層への暖気移流による気層の不安定化と $2\times 10^{-4}\text{ s}^{-1}$ 程度の収束によって形成されたもので、幅 10～20 km 長さ～100 km でほぼ北西－南東の走向を持ち、衛星写真やレーダ合成図で数時間追跡できるほど準定常的なものであった。通過する SNOW BAND は次第に強化され、SNOW BAND 6 では 6 mm に達するあられが生成されていた。バンド前方から流入し、バンド前面で上昇し、後面で下降するという平均的な気流構造がほとんど全てのバンドで見られた。これに対応して、高雲水域もバンド前面に存在し、前面でより雲粒付きの程度の大きい粒子を降らせていた。

雪雲内の風の鉛直シアは中層にジェットを持ち、降水に伴う大きな運動量を持った下降流が前方から侵

入する一般流との間に強い収束域を形成・持続する構造となっていた。他の SNOW BAND と比べ SNOW BAND 6 が大粒のあられを生成したのは、SNOW BAND 6 の通過時付近に一時的な下層収束の強まりと上層への寒気流入による不安定化があり、上昇流が強化されたためと考えられる（8章2節）。

北海道東部に中心をもつ発達した低気圧の後面に、低気圧の北側を回り込んできた下層の比較的暖かい西風と、大陸から低気圧後面に吹き込んできた中・上層の寒冷な西南西風によって不安定成層が形成され、比較的背の高い（～4.5 km）バンド状降雪雲が出現した。観測した2本のバンド状降雪雲は時間空間的に隣接し、ともに準定常状態にあり比較的長続きしたが、レーダ反射因子は BAND A の 15 dBZ に対して、BAND B は 30 dBZ を示し、その発達に大きな差を示した。両 BAND とも、雪粒子のライミング成長が主な降水形成メカニズムであったが、水平風の鉛直シアが降水能率に影響を及ぼして両 BAND の発達の程度に大きな差異をもたらしていた。BAND A では、シアが強すぎたため、雲の中・上部で上昇流域が downshear に傾いており、上昇流中で発生した氷粒子（降水粒子の芽）は雲上部で北側（downshear side）へ吹き飛ばされ、高濃度の過冷却雲水域（上昇流の近傍）を落下しないため 2～3 mm のあられ粒子にしか成長しなかった。一方、BAND B では、上昇流が下層で upshear に傾き、中・上層でもほぼ直立していたため、上昇流中で発生した降水粒子の芽は高濃度の過冷却雲水域を落下しながら、雲粒捕捉により効率的に成長した、それに加えて、これらのあられ粒子の一部が上昇流に再流入し、さらに成長を持続することにより 5～6 mm のあられ粒子を生成していた（8章3節）。

発達した低気圧後面の気圧傾度の強い場に出現した背の低い筋状降雪雲（Lモードのバンド状降雪雲）は、走向が平均風向から右に 30～40° ずれた主モードの走向と、平均風向にほぼ平行な副次モードの走向をもっていた。両モードとも、対流セルが緩やかに組織化したもので、個々の対流セルは移動する雲に相対的な気流で見るとほぼ軸対称な構造となっており、筋雲の走向は雲底－雲頂間のシアベクトルにほぼ平行であった。上昇流域（コア）では氷晶や降雪粒子の数濃度は低いながら 5～6 mm の大粒のあられが存在し、上昇流域と高 dBZ 域が対応する、というデュアルドップラーレ

一ダ観測の結果と一致した。降雪粒子のリサーキュレーションが浅い雪雲の中で大粒のあられ形成に重要な役割を果たしていることも強く示唆された(8章4節)。

降雪雲数値モデルとして、降雪粒子の成長をラグランジュ的に取り扱う1次元雲微物理モデル、より広域な雲の形成過程を取り扱う2次元・3次元非静力学モデルなど、さまざまなスケール・手法からなるモデルの開発を行った。

1次元雲微物理モデルの結果から、雪雲内のあられの大部分は雲粒付き雪結晶から生成され、比較的強い上昇流、高い雲頂温度、厚い雲層、低い氷晶発生率のときに効率的にあられが生成されることが示された。冬期季節風時に出現する日本海降雪雲に関しては、あられ形成に必要な条件は液体雲水量が 0.4 g m^{-3} 以上、雲粒の粒径が $10\text{ }\mu\text{m}$ 以上あることも示された(11章1節)。

2次元3重ネステッド雲モデルを用いて、冬期日本海上における対流混合層の発達と雪雲の形成過程を調べた。2次元という制限にもかかわらず、モデルは混合層の発達と雪雲中で起こっている微物理学的過程について、観測事実の多くを再現した。並の寒気吹き出しと強い寒気吹き出しの場合の日本海上の平均熱フラックスは、それぞれ $400\sim 500\text{ W m}^{-2}$ 、 $800\sim 900\text{ W m}^{-2}$ で、ポーエン比は大陸東岸からの吹走距離とともに減少するが、平均値はそれぞれ1.2、1.9であった。これらの値は従来の解析結果と概ね一致した。対流混合層内における降雪雲の発達に関しては、雲粒凍結による氷晶発生と、雲粒捕捉により成長した雪結晶があられのエンブリオとして働くことが示唆された。雪は平野部や山岳地域で降り易く、あられは海上や沿岸域で降り易いことも示された。海上では、降水粒子は雲底下の乾燥空气中で急速に昇華蒸発することも示された。並の寒気吹き出しと比べると強い寒気吹き出し時には、混合層が10~20%厚くなると同時に雲底高度も低くなり、時には雲底が海面に接する(蒸気霧)ほど低くなることも示唆された。氷晶・雪の数濃度も1桁以上増加し、あられは小粒径化し、あられと雪の割合も減少することが示された(9章1節)。

冬期北日本の地形性降雪の2次元数値実験を行い、降雪雲に対する山岳地形の効果を調べた。実験では日本海中央部の大気鉛直プロファイルを流入側の境界

条件に用いて、現実的な雲頂高度の降雪雲と山岳風上側での降雪の集中が再現された。落下速度の違いにより地上降水強度のピークはあられよりも雪の方が20kmほど内陸(風下側)に現れることも示された。氷晶数濃度は、海上では 10^2 個 m^{-3} 程度だが内陸では $10^3\sim 10^4$ 個 m^{-3} に増大することが示された。これらは雲頂/雲内温度の低下による氷晶数濃度の増加に相当しており、山による気層の持ち上げ効果は、水蒸気の凝結とともに、氷晶数増加を通じて降水の増大に寄与していると考えられる。山を与えず海陸分布のみの実験でも、海岸線より風下側に降水強度のピークが見られる。これには海陸の温度差による下層収束の効果が重要で、粗度の違いによる摩擦収束の寄与は小さいことが示された。山の高さを変えた実験では、山の高さ800m以上で降水量・降水能率が顕著に増大した。一方、warm rain過程では、降水能率は全般に低く、凝結した雲水は雨水に効果的に変換されないことも示された(9章3節)。

3次元3重ネステッド雲解像モデルを用いて、寒気吹き出し時の混合層の発達及びその中での降雪雲の形成をシミュレートした。流入側境界条件としてウラジオストックにおけるゾンデ観測のデータを用い、水平一様性を仮定して計算したにもかかわらず、雪雲の水平分布、雲頂高度の地理的分布、地形による変質効果等を良く再現した。その他に、あられ降水の地理的分布、降雪雲のバンド状構造(走向・バンド幅)、個々の対流セルの空間スケールや3次元的構造、それらの集合からなる雲群の構造等も概ね再現された。2次元数値実験と3次元数値実験の比較から、2次元数値実験でも混合層の発達やその中に形成される降雪雲の微物理構造は良く再現できていることが示された。モデルの中で計算される鉛直流は、モデルの水平格子間隔に強く影響されるので、雲の微物理量も鉛直流を通して大きな影響を受けている。今回の数値実験の結果から、海上の対流性降雪雲を適切に取り扱うためには最低でも1~3kmの水平解像度が必要であり、粗い水平格子間隔のモデルを用いる場合は、鉛直流の格子間隔依存性を補正する、一種のパラメタリゼーションが必要となることが示唆された(9章4節)。

また、これらのモデルを使って、ドライアイスなどのシーディングによる雪雲の変質についてシミュレーションを行った。1次元雲微物理モデルや3次元非

静力学モデルを用いて、適度のシーディングによる降雪量の増加と過度のシーディングによる降雪量の抑制の可能性が示された。日本海上の対流性降雪雲に対するシーディングの場所としては、雲の上層より下層の方が効果的であることも3次元モデルの結果から示された。2次元非静力学モデルを用いて、海上の特定の場所でシーディングして過冷却雲水の殆どを氷化させることにより、領域全体の降水量は殆ど変化しないが、風下20~40 kmでは降雪が2倍に増加し、さらに風下の陸域では降雪は逆に10%減少することが示された。これは、シーディングによる日本海沿岸・平野部の降雪抑制の可能性を具体的に示したものである(11章1

節, 11章2節)。

実際の野外シーディング実験は、寒気吹き出しに伴って仙台沖の太平洋上に再発生した雲頂温度 -20°C (高度3 km)の降雪雲を対象に実施した。ドライアイスペレットを雲頂上方から散布し、その後の雲の微物理構造の変化を航空機で観測した。シーディング実験から、シーディング直後には、雲内に1000個 L^{-1} を超える高濃度の氷晶が発生すること、シーディング10分後から雪片形成を通して降雪粒子が生成されること、シーディングプリュームの幅は3分後に300 m程度であるが10分後には1 km程度まで広がることが示され、降雪雲の人工調節の可能性が実証された(10章)。