

「冬季日本海メソ対流系観測—2001 (WMO-01)」の速報^{*1}

吉崎正憲^{*2}・加藤輝之^{*3}・永戸久喜^{*4}・足立アホロ^{*5}
村上正隆^{*6}・林修吾^{*7}・WMO-01観測グループ^{*8}

1. はじめに

冬の太平洋側から日本海側にかけての天候や風景の変化はドラスティックである。快晴の東京から新潟方面に車か新幹線で向かう時、前橋付近では遠くの赤城山や浅間山がくっきりと見えていたのが、トンネルを抜けて越後湯沢に着くと黒い雲に覆われて雪が降りていたりする。川端康成の「雪国」は「国境の長いトンネルを抜けると雪国であった。」という書き出しでこうした変化を表現したが、山1つで天候や風景の急変をこれほど実感させてくれるものはあまりない。

良く知られているように、日本海側では冬季は時雨模様で降水(雪)量が多く、1年間降水量のかなりの部分がこの時期に降る。このために、日本海側にとって冬季の降水は貴重な水資源である。しかしこのプラスの反面、冬季の降雪は建物や道路・鉄道からの除雪を強いたり交通マヒにより流通・生産をストップさせ

たりして、住民生活や社会活動に大きな影響を与える。

冬季日本海上の基本的な大気構造は、大陸からの冷たい季節風、対馬暖流の流入による暖かい日本海による気団変質、日本列島の背骨にあたる山脈によるブロッキングなどによって決まる。大陸上では冷たくて安定な成層で乾燥した大気は日本海上で気団変質を受けて、降水雲を含む湿潤な混合層を発達させる。混合層は下流にゆくにつれて厚くなり、日本付近ではその厚さは3~5 kmとなる。混合層内では、総観低気圧の通過や寒気の吹き出しに伴って、日本海寒帯気団収束帯(Japan Sea Polar-airmass Convergence Zone; 略してJPCZ)、小低気圧(polar lows)、メソβスケール渦、筋状雲などさまざまな気象擾乱が発生・発達する。筋状雲には風に平行なLモードやそれに直交するTモードがある。風下にゆくと筋状雲は中規模細胞状対流と形を変えたりする。いろいろな形を持つが、降

^{*1} A report on "Winter MCSs (mesoscale convective systems) Observation over the Japan Sea in January 2001 (WMO-01)".

^{*2} Masanori YOSHIZAKI, 気象研究所.

^{*3} Teruyuki KATO, 気象研究所.

^{*4} Hisaki EITO, 気象研究所.

^{*5} Ahoro ADACHI, 気象研究所.

^{*6} Masataka MURAKAMI, 気象研究所.

^{*7} Syugo HAYASHI, 気象研究所.

^{*8} WMO-01 observation group: 吉崎正憲・斉藤和雄・加藤輝之・永戸久喜・川畑拓矢・高山陽三・福田正人・足立アホロ・村上正隆・楠研一・星本みずほ・折笠成宏(気象研究所), 菅野能明・木津暢彦(気象庁), 井口俊夫・花土弘・佐藤晋介・堀江宏昭・岡本創・中川勝広(通信総合研究所), 真木雅之・岩波越朴・相郡(防災科学技術研究所), 茂木耕作・前坂剛(北海道大学), 藤吉康志・川島正行・大井正行・福士

博樹・新井健一郎・猪上淳・吉原華子・大石英子・長浜則夫(北海道大学低温研究所), 渡辺明(福島大学), 新野宏・石川浩治・金井秀元・結城陽介・西井和晃・吉田優(東京大学海洋研究所), 小池俊雄(東京大学), 小林文明・菅原広史・上野洋介・杉本ゆかり(防衛大学校), 中川清隆(上越教育大学), 榊原保志(信州大学), 中村健治・民田晴也・樋口篤志・広瀬正史・芝川晃一・上田博・坪木和久・篠田太郎・金田幸恵・若月泰孝・古川浩司・出世ゆかり・服部美紀・大東忠保・川畑玲・佐野哲也・高松尚子(名古屋大学大気水圏研究所; 現在名古屋大学地球水循環), 橋口浩之・手柴充博(京都大学宇宙電波科学研究センター), 柴垣佳明(大阪電気通信大学), 河崎善一郎・吉橋幸子(大阪大学), 川野哲也・田中達也(九州大学), 清水収司(NASDA), 藤井秀幸・近藤里恵(科学技術振興事業団), 乙津孝之・原敏幸・天野貴文(日本気象協会), 真田基之(中日本航空), 大橋敏次(ダイヤモンドエアーサービス).

雪をもたらすシステムは複数の対流雲を伴い同時に層状性の雪雲を伴う水平スケールが100 km オーダーの一種のメソ対流系である。ここではこれを「降雪系」と呼ぶことにする。

冬季日本海において解明すべき問題は、(1) 日本海からの熱・水蒸気の補給量の大きさ、(2) その補給量の時間変動、(3) 海面から補給される熱と水蒸気の大気への再分布のプロセスと大きさ、(4) 日本海上で見られる JPCZ や小低気圧などの大きい気象擾乱とその中の降雪系に関する実態と発生・発達メカニズム、などがある。

こうした問題を解明するために、冬季日本海の野外観測はこれまでいくつか行われてきた。例えば、1963年から1967年まで気象研究所を中心に行った北陸豪雪調査(気象庁, 1968)は1963年1月の北陸豪雪(38豪雪)をきっかけに始まった。1984年と1985年の冬には北陸地方において(Sakakibara *et al.*, 1988a, 1988b; Ishihara *et al.*, 1989), また1991年と1992年の冬には石狩湾・石狩平野においてドップラーレーダー観測網を中心とした豪雪観測が行われた(菊地, 1993)。また1988年から1992年にかけて山形県庄内平野周辺で降雪の集中観測が行われた(松尾, 1992)。さらに1994年からは新潟県から群馬県にかけて山岳性降雪雲の人工調節を目的とした野外観測が行われている(村上, 2000)。

またいろいろな観点から冬季の日本海の気象擾乱に関わる研究が行われ、例えば、熱・水蒸気収支(Manabe, 1958; Ninomiya, 1968), 小低気圧(Ninomiya, 1991; Tsuboki and Wakahama, 1992; 柳瀬, 2001), JPCZ(八木ほか, 1986; メソ気象調査グループ, 1988; Nagata, 1987; Lee and Park, 1998), JPCZに見られるメソ β スケール渦(黒田, 1992; Nagata, 1992; 加藤, 2000), LモードやTモードの対流雲(八木, 1965), 中規模擾乱(Matsumoto *et al.*, 1967; Matsumoto and Ninomiya, 1969), 気団変質(Asai, 1965; Asai and Nakamura 1978, Yamagishi, 1980, Nakamura and Asai, 1985), 雪雲の中の微物理過程(Murakami *et al.*, 1994), 雷(北川, 1996)などがある。

このようにこれまで多くの研究が行われてきたが、冬季日本海の気象擾乱に関して実態や発生・発達メカニズムはまだ十分に解明されたとは言えない。多くの擾乱が海上で発生・発達することや、そうした気象擾乱を捕らえる手法が不十分であったためである。近年メソ擾乱を観測するのに適した新しい観測測器(境界層レーダー, GPS など)が利用できるようになった。

また、個々の降雪雲まで表現できる非静力学数値モデルが開発され、それを大きな領域で計算できるコンピュータ環境も充実してきた。さらなる研究へのブレークスルーのために、こうした新しい観測測器や手法を取り込んだ総合的な研究プロジェクトが必要である。

今回科学技術振興事業団からファンドを得て、2001年1月に日本海側で降雪系およびそれを伴う気象擾乱を対象とした野外観測を行った。これを「冬季日本海メソ対流系観測—2001」(Winter MCSs Observations over the Japan Sea—2001: 略称 WMO-01)と呼ぶ。そこでは、従来の高層ゾンデやドップラーレーダーなどの観測測器に加えて、境界層レーダーを広く展開したり非静力学数値モデルを活用したりした。ここではその観測の概要を紹介して解析・数値実験の速報的な結果を報告したい。

この野外観測には、気象庁、気象研究所、通信総合研究所、宇宙開発事業団、防災科学技術研究所、北海道大学理学部、北海道大学低温科学研究所、福島大学、東京大学海洋研究所、東京大学工学部、防衛大学校、上越教育大学、信州大学、富山大学、名古屋大学大気水圏科学研究所、京都大学宙空電波研究センター、大阪電気通信大学、大阪大学、九州大学などの機関に参加・協力していただいた。

2. 野外観測の概要

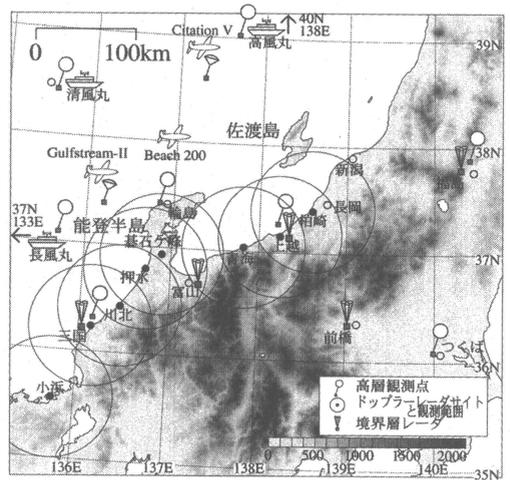
第1図に全般的な観測体制を示す。1月12日から2月1日まで上越では1日2回の高層ゾンデ観測を行い、ドップラーレーダーや境界層レーダーなどは連続観測を行った。また1月12日09時～1月19日21時(IOP1)と1月25日03時～2月1日09時(IOP2)に強化観測を行い、気象庁海洋気象観測船、輪島測候所、福島市、上越市、三国町では1日4回(場合によっては8回)の高層ゾンデ観測、航空機によるドロップゾンデ、降水レーダー、雲レーダー、雲・降水粒子の観測を行った。またロシア領海でロシア機による境界層観測を1月末から3回行った。途中いくつかの測器のトラブルなどがあったが、全般に大きな事故もなく順調に観測できた。いろいろな観測測器によるデータ取得状況は第2図に示す。

3. 観測期間の天気概況

IOP1の1月12～17日には500 hPa付近に-35度以下の寒気があって日本海側は大雪となった。典型的な

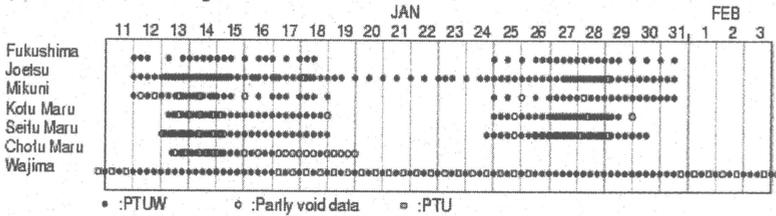
パターンとして、第3図に1月14日におけるGMS-IRによる雲とQuikSCATで捉えられた海上風の水平分布を示す。朝鮮半島の付け根から山陰地方にかけてJPCZがあり、そこでは強い水平シアと収束があった。海洋気象観測船や上越の高層ゾンデデータを見ると、2~5 kmより下層で相当温位がほぼ様な成層であって、対流活動が活発であることを示した(図略)。

一方、IOP2には、25~27日に2つの南岸低気圧が通過した。第4図は、1月27日における雲と海上風の水平分布である。日本列島の南岸を通る総観スケールの低気圧に伴って大きな雲域が見られる。関東地方に大雪をもたらしたこの低気圧は上空500 hPaのトラフを伴い、速い速度で日本の東海上に抜けた。この時、日本海では小低気圧が発生した。この小低気圧は南岸低気圧と異なり、ゆっくりとした速度で北東進した。

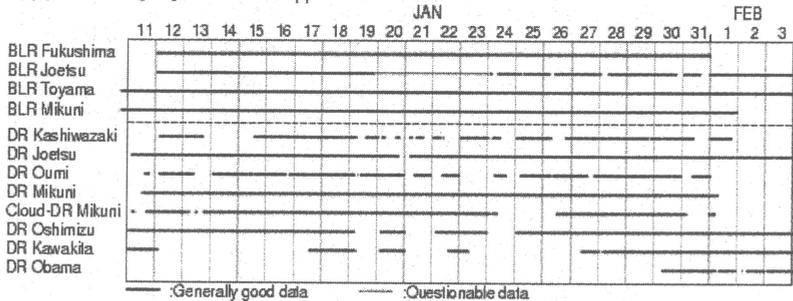


第1図 WMO-01の観測体制。

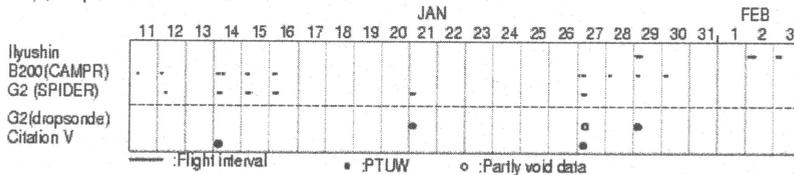
(a) SOUNDING from ground in WMO-01



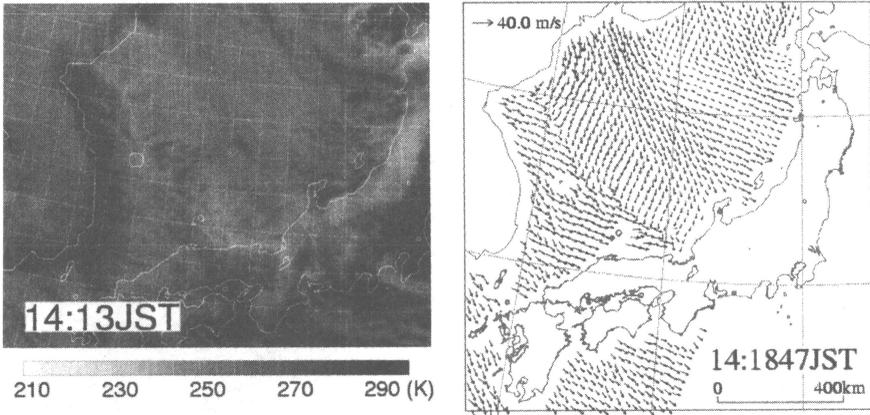
(b) Boundary-layer radar + Doppler radar in WMO-01



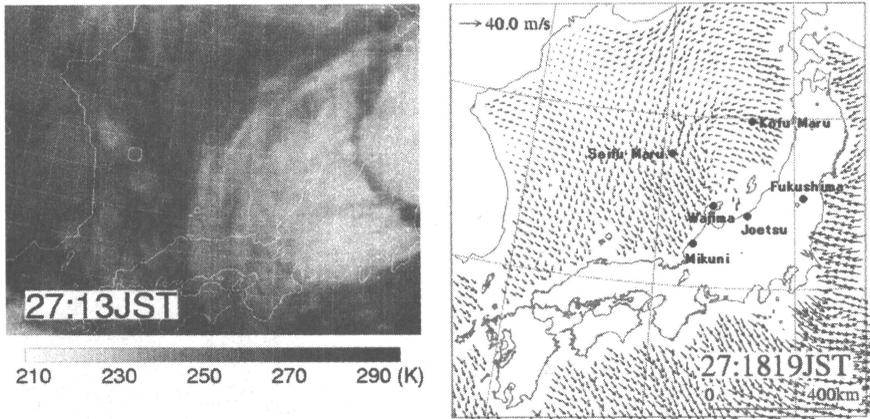
(c) Airplane observation in WMO-01



第2図 WMO-01期間中の観測測器の運用状況。(a) 地上からの高層観測, (b) 境界層レーダーとドップラーレーダー, (c) 航空機によるドロップゾンデ, レーダー, 雲粒子・降水粒子などの観測。時刻はUTC。



第3図 2001年1月14日における(左)GMS-IRによる雲と(右)QuikSCATで捉えられた海上風の水平分布。



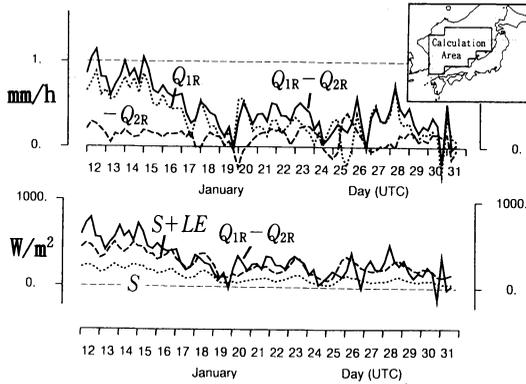
第4図 第3図と同じ。ただし2001年1月27日。

4. 観測支援資料

現在気象研究所では、気象庁から回線で全球スペクトルモデル(GSM)や領域スペクトルモデル(RSM)の予報データを転送して、5 km 水平格子の気象研究所非静力学モデル(NHM)(齊藤・加藤, 1996)を用いて約750 km 四方の領域を対象に予報実験を行っている。WMO-01では観測サイトでNHMの予報結果をモニターして、実況と比較したり当日~1日先の観測計画の立案に利用したりした。第6.1節で示すように、RSMの予報結果よりもNHMの方が擾乱の細かい構造を見ることができて、発生タイミングや位置についてはまだ問題はあつたものの、観測計画の立案には大いに役に立った。特に航空機観測のような擾乱を求め動的な観測には有効であつた。

5. 日本海スケールの熱・水蒸気の流れ

6時間毎の水平 $1.25^\circ \times 18$ 層のGANALデータ(風、温度、湿度、気圧)を用いて、鉛直流、見かけの熱源(Q_1)、見かけの水蒸気シンク(Q_2)を求めた(吉崎ほか, 2001b)。鉛直流は連続の式から求め、次にO'Brien(1970)の修正を行い、さらに変分法で水平風の修正を行った。また船の海上気象データやGANAL-SSTデータからバルク法を用いて、海面における運動量、顕熱(S)、潜熱(LE)のフラックスを求めた。ここで L は凝結熱、 E は蒸発量である。放射冷却や陸上からの顕熱・潜熱は小さいと仮定した。また、 Q_1 と Q_2 を鉛直に積算した量 Q_{1R} と Q_{2R} 、および海面からのフラックスを用いて、降水量は熱収支と水蒸気収支のそれぞれから評価した。それを P と P' を書くと、 $P = (Q_{1R} - S) / L$ 、 $P' = Q_{2R} / L + E$ の関係式が成り立つ。



第5図 日本海域における(上图) Q_{1R} (点線), $-Q_{2R}$ (破線), $Q_{1R}-Q_{2R}$ (実線) と(下图) S (点線), $S+LE$ (破線), $Q_{1R}-Q_{2R}$ (実線) (吉崎ほか, 2001). 記号の意味については本文参照. 領域平均した地域は右上に示す.

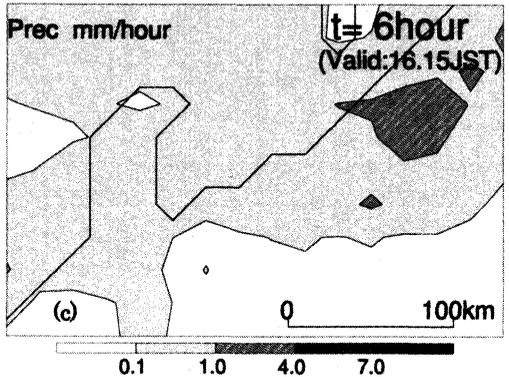
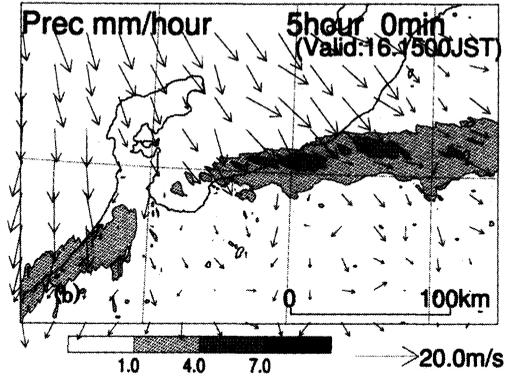
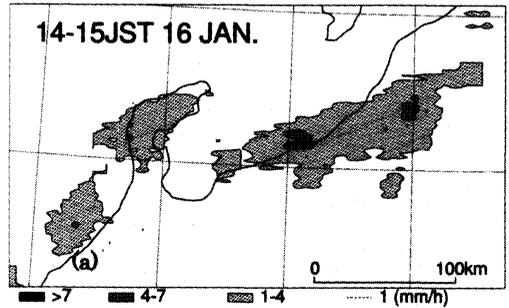
日本海上における諸量の時間変動は第5図の通りである. 第5図上から, Q_{1R} は $-Q_{2R}$ よりも一般に大きくて, 特に12~17日までの吹きだし時に顕著であった. 第5図下から, バルク法で求めた海面からの全フラックス ($S+LE$) は, 後半の200~300 W/m^2 に比べて, 吹き出し時は約400 W/m^2 と大きかった. P と P' が一致すると仮定すると $Q_{1R}-Q_{2R}=(S+LE)$ となるが, 実際に $Q_{1R}-Q_{2R}$ と ($S+LE$) の変動は良く一致した. 12~18日までの期間で平均した大きさは20%ぐらいの誤差で一致した. これから日本海上における降水量は0.1~0.3 mm/h と評価された (図略).

これまで行われた冬季日本海での熱・水蒸気の収支計算と比較すると(例えば Manabe, 1957; Ninomiya, 1968), S , LE , 降水量の大きさはほぼ同程度であった. また Q_1 が Q_2 より非常に大きく, S や LE の役割が大きい点も同様であった. 一方, 熱帯域や暖候期における収支計算では(例えば, 長谷, 2001), Q_1 と Q_2 は同じような大きさであるのに対して一般に S や LE の値は非常に小さい. 冬季日本海と熱帯や暖候期との違いは, 前者では海面からのフラックスが不安定の源でかなりの対流活動を決定しているのに対して, 後者の対流活動は熱や水蒸気の水平移流によって決められるためと考えられる.

6. 事例解析

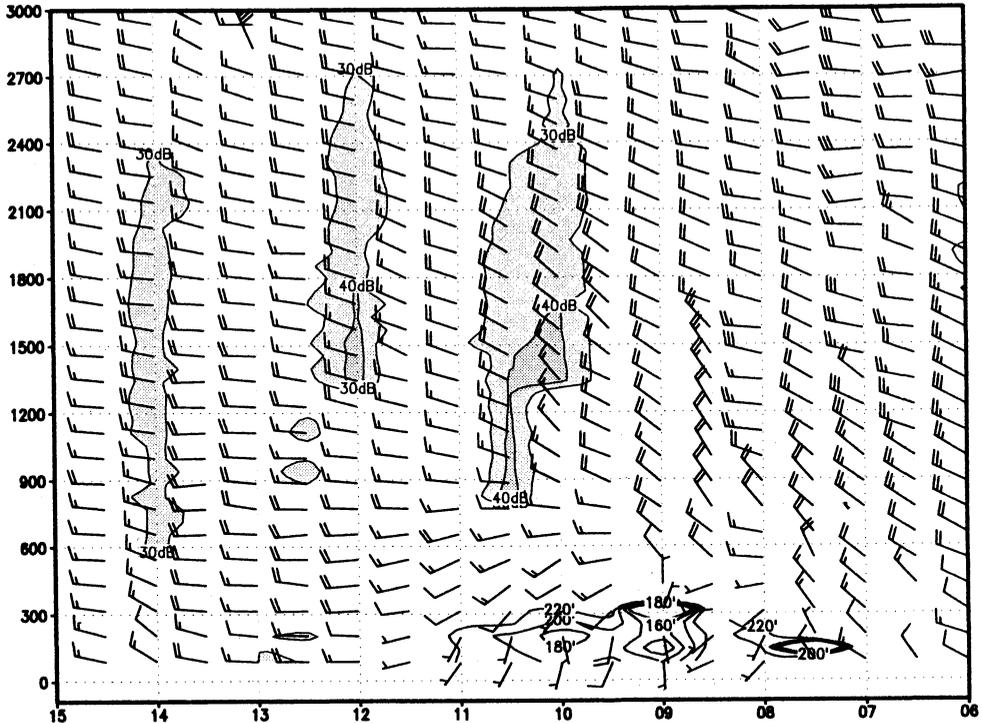
6.1 上越地方に大雪をもたらした降雪系

WMO-01期間の前半に, 日本海側では大雪が降っ



第6図 2001年1月16日14 (日本) 時から15時にかけての1時間降水量の水平分布 (永戸ほか, 2001b). (a) レーダーアメダス解析雨量, (b) NHM, (c) RSMによる. (b) のベクトルはNHMで再現した地上付近の水平風を表す.

た. 特に上越地方に大雪をもたらした降雪系を気象庁東部北陸合成レーダーで眺めると, この期間の降雪系の形態は大まかに以下の3つに分けられた: (A) 海上で東西の線状に組織化された降雪雲が南下するパターン (12~13日前半, 18日), (B) 海上で発生した降雪雲が南進し陸地に入ってくるパターン (13日後半, 14日後半), (C) 沿岸付近で東西の線状に組織化された降雪



第7図 2001年1月16日6 (日本)時から15時にかけて上越市の境界層レーダーで観測された水平風と受信信号強度の時間高度断面図(足立ほか, 2001). 陰影のある等値線は30及び40 dB以上の受信信号, 太い等値線は風向180~220度の範囲の風を表す.

雲が停滞するパターン(15~17日)(永戸ほか2001a). 特にCの形態はAやBの期間中も見られ, この時の大雪に特徴的なパターンであった(第6図a).

境界層レーダーによって上越市上空のCタイプの降雪系やそのまわりの風を捉えることができた(足立ほか, 2001). 第7図は, 1月16日における水平風・受信信号強度の時間高度断面図である. 上空1 km以上では10 m/s程度のあまり強くない西北西の季節風が吹いていた. この弱い風は里雪が降る時の特徴である. エコー強度が強くなっている時には地上で雪霰が観測され降雪強度も強まったことから, このエコーの強い領域は積乱雲に対応すると考えられる. ここで注目したいのは高度約300 m以下の下層で7時頃から始まる南風である. アメダスなどの地上観測によれば, この南成分の風は高田平野および周辺の山岳斜面でだけ観測されており, 風向は各観測地点の地形勾配の方向に一致していた. この風は山岳部で始まり平野部に連続的に伝搬して, 各観測地点では南風開始とともに気温低下が観測された. またレーダーサイトでは同時に気圧の上昇も観測された. これらのことからこの南風は

冷気流であり, 鉛直・水平スケールが小さいことを考慮すると山風あるいは陸風と考えられる. この南風が開始してしばらくしてから積雲が活発化したことから, 季節風と陸風が収束して, 陸風により北側の対流不安定な成層が持ち上げられたため積雲が急激に発達してまとまった大雪をもたらしたと考えられる.

さらに, 16日に見られた降雪系Cの構造を明らかにするために, NHMによる再現実験を行った(永戸ほか, 2001a, b). 実験は水平分解能5 kmのNHM(5 km-NHM: 予報領域1,500 km四方, 15時間積分)をRSMにネスティングし, さらに水平分解能1 kmのNHM(1 km-NHM: 予報領域300 km四方, 6時間積分)を5 km-NHMにネスティングした. 実験の結果NHMは降雪系Cをよく再現した. 1時間降水量の比較(第6図)によると, RSMの結果(第6図c)では弱く広い領域の降水予報となっているが, 1 km-NHMの結果(第6図b)は降水領域および降水強度について観測(第6図a)とよく一致していた. また実験結果の解析から, この降雪系は海上の対流不安定気層が北陸沿岸に流入し, 沿岸付近の低温位気塊との間で形成さ

れた下層収束線上に発生していたこともわかった。

6.2 北陸地方に見られたメソ β スケール渦

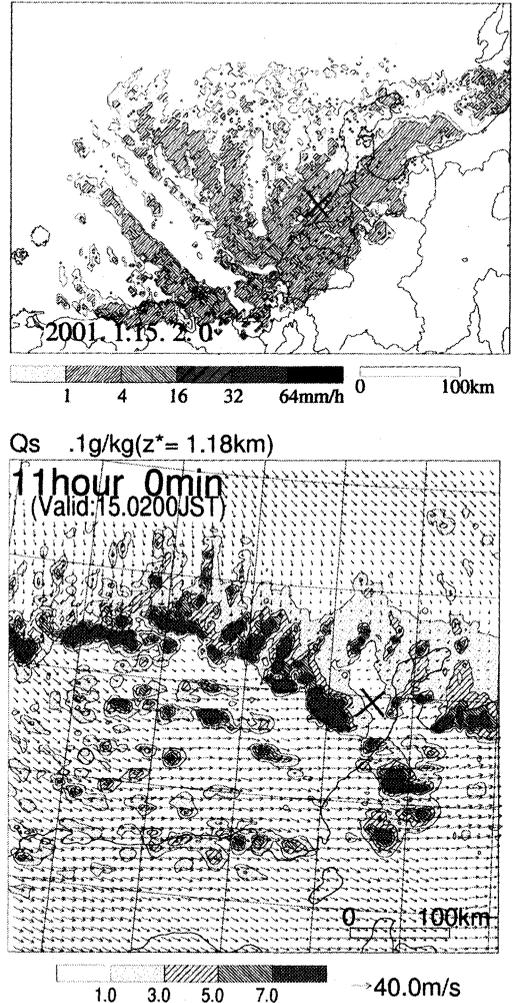
JPCZには強い水平シアがあるので、シア不安定を起こしてしばしばメソ β スケールの渦列が発生する(黒田1992; Nagata, 1992). WMO-01前半にも顕著なJPCZができて、メソ β スケールの渦列が発生した。加藤(2001)は1月14~15日に北陸地方に上陸した2つのメソ β スケール渦について調べた。最初の渦は14日21時頃山陰沖のJPCZで形成されて東南東進しながら15日02時過ぎに東尋坊付近に上陸した(第8図a)。渦の水平スケールは100~200 kmであった。その渦の後方(南南西100 kmほど)に、別のメソ β スケール渦が15日00時頃生み出され、同様に東南東進しながら15日04時過ぎに上陸した。渦の上陸時に降雪強度が強まっていることから、この2つの渦にともなう降雪系が北陸地方に豪雪をもたらした原因の1つだと考えられる。

5 km-NHMによって、15日02時には東尋坊沖に水平スケール100 km強のメソ β スケール渦がシミュレートされた(第8図b)。その後その西側約100 kmに弱い渦が発達・東進して3時間後の05時に上陸するのも再現された(図略)。観測された渦と比較すると、モデルで再現された2つのメソ β スケール渦は、形成・上陸時刻、渦の大きさや位置に関してよく一致した。

6.3 航空機による小低気圧の観測

気象観測用航空機 Gulfstream II を用いて、メソスケールに組織化した降雪雲の内部構造をいくつか観測した。ここでは、1月27日に観測した小低気圧の事例について報告する(村上ほか, 2001)。この日南岸低気圧の通過直後に能登半島と佐渡島の間小低気圧が発生し、その後ゆっくりと北東進し21時には佐渡島のすぐ北側まで移動した。発生タイミングは日本海中部から南東進する700 hPaの低圧部の通過ともほぼ一致した。この小低気圧に伴うエコー域は、強度はさほど強くないものの、ドーナツ状またはスパイラル状のパターンを示し、航空機観測を実施した12時30分から16時まで準定常的であった。

東経137°30'に沿った4高度(10.2 km, 3.6 km, 1.5 km, 0.3 km)でのレベルフライトと、北緯37°40'に沿った2高度(10.2 kmと1.5 km)でのレベルフライトを実施し、熱力学構造・气流構造・雲の微物理構造の直接観測と、雲レーダーやドロップゾンデの観測を行った。観測領域には南岸低気圧に伴う上層雲(高度6~9 km)が広く覆い、その下には高度4.5 kmまで達

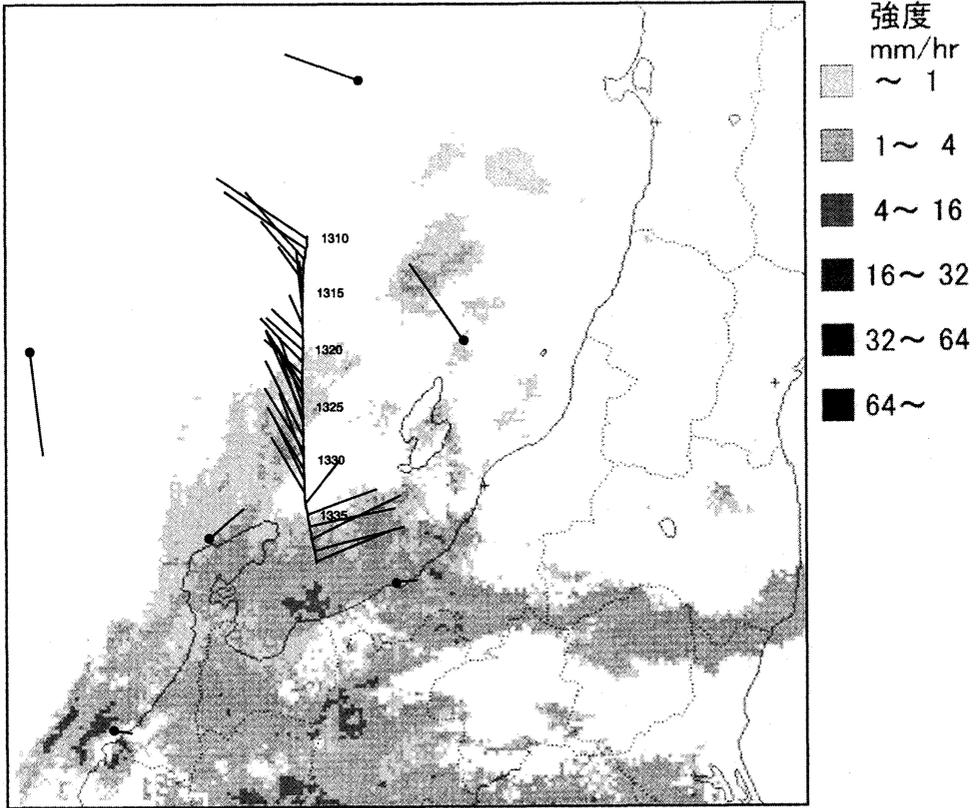


第8図 2001年1月15日0220JSTにおける(上)気象庁レーダーで観測された降水強度と(下)5 km格子のNHMで計算された1.12 km高度の雪の混合比と地表付近の風の水平分布(加藤, 2001)。渦の中心は×で示してある。

する小低気圧に伴うと思われる雲が存在した(第9図)。水平風は高度1.5 km以下で顕著な変化を示した。特に、高度0.3 kmでは北側では10 m/sを超える東寄りの風が吹き、南側では10 m/sを超える西寄りの風が吹いていて、強い低気圧性循環を示した。約2時間後の高度1.5 kmで東向きのフライトでもこの低気圧性循環は見られたが、700 hPa高度ではほとんど見られなかった。小低気圧の中心付近と考えられる中央部~南側では、周囲よりも暖かい暖気核(warm core)が見られた。暖気核は、特に高度1.5 kmで顕著であり、

rehk.225 強度 RADUP合成
2001/01/27 13:20

高度 0.3km
10 m/s



第9図 高度0.3 km を南向きに飛行した時の航跡図と1分間平均の水平風、最寄りの時間帯のレーダー合成図、高層ゾンデによって観測された風(村上ほか, 2001)。線分の方向は風の向かう方向、長さは風の強さを表す。

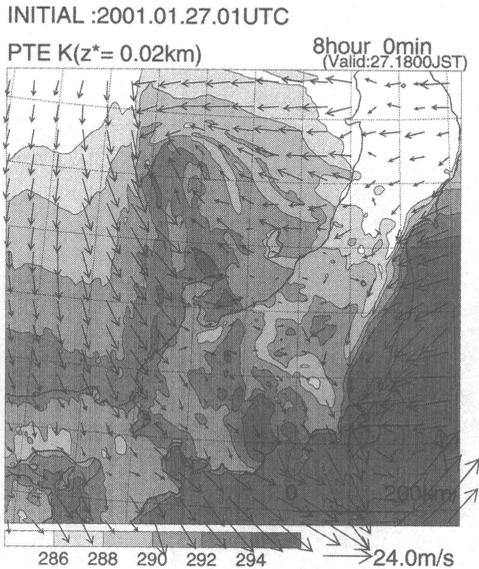
周辺部より相当温位が2~3 K 高くなっていた(図略)。降水域は高相当温位域の南北両側、相当温位の水平傾度の大きな部分に集中していた。雲水域は、降水の弱かった北側を除くと、上層雲からの natural seeding のため高度1.5 km 以下に限定され、雲水量も最大で0.2 g/m³程度であった。

6.4 小低気圧の数値実験

林ほか(2001)は、村上ほか(2001)が観測した小低気圧の構造を調べるためにNHM(水平分解能5 km)を用いて再現実験を行った。27日09UTCの地上付近の風と相当温位の水平分布を見ると(第10図)、約200 kmのスケールを持つ小低気圧とそれから伸びるシアラインがシミュレートされた。これらの様子は観測された海上風のパターン(第4図右)とよく一致した。また小低気圧の東側には高相当温位の南東風、西

側には低相当温位の北風が吹いて、相当温位の集中している場所に水平風のシアラインが形成された。また、東西断面図を眺めると(図略)、この小低気圧の鉛直スケールは約3 kmで、中心付近には暖気核が存在した。またシアラインの西側では、下層に低相当温位の気流の強い流入があり、下層3 km程度まで上空に向かって西に傾く相当温位の集中帯が形成されていて、水平風の大きな水平シアが見られた。

村上ほか(2001)が航空機観測で捉えた渦状擾乱(第9図)は、モデルの結果と比較して、サイズは小さく小低気圧の中心からかなり南に位置していた。この違いから、航空機は小低気圧の中のできたより小さなサブシステムを捉えたのではないかと考えられる。しかしモデルではこのような渦状擾乱を再現していないので、さらなる検討が必要である。



第10図 NHMで計算された2001年1月27日9日本時の地上付近の風と相当温位の水平分布 (林ほか, 2001).

7. まとめ

2001年1月に行った冬季日本海メソ対流系観測(WMO-01)の観測の概要をまとめた。また日本海における熱・水収支, IOP1における降雪システムやIOP2における小低気圧に関する解析と数値実験の速報を述べた。

これまで冬季日本海においていくつかの野外観測が行われたが, WMO-01はドップラーレーダーや境界層レーダーを上越地方から北陸地方にかけて広く展開したこと, 多くの海洋気象観測船や臨時地上観測点で高層観測を行ったこと, 航空機によるレーダーやドロップゾンデによる観測や雲内直接観測を行ったことなど, これまでにない大規模で総合的な観測であった。またそれをサポートする観測支援体制を構築したこと, NHMによる予報実験を行い観測サイトにおいて予報結果を検討して観測立案に利用したことなど新しい試みがあった。

現在解析や数値実験を各グループが進めていて, ここで紹介したものはまだ一部である。今後の成果は随時戦略的基礎研究のホームページ <http://www1.nwnewb.ne.jp/wb/crest-mcs/> に掲載するので, 関心のある人には見ていただきたい。

謝 辞

この観測を遂行するにあたって, 科学技術振興事業団・戦略的基礎研究(CREST)から多くのサポートを受けました。また気象庁予報部, 観測部, 気候・海洋気象部, 気象研究所企画室, 東京管区气象台, 新潟地方气象台, 富山地方气象台, 輪島測候所, 高田測候所, 函館海洋气象台, 舞鶴海洋气象台, 長崎海洋气象台, 上越教育大学, 北陸電力(株)には観測に協力していただきました。QuikSCATデータの入手では, 気象研究所・中澤哲夫氏にお世話になりました。深く感謝します。

参 考 文 献

- 足立アホロ, 小林隆久, 中川清隆, 福田正人, WMO-01観測グループ, 2001: 境界層レーダーによる北陸不連続線の観測, 2001年日本気象学会春季大会講演予稿集, 79, 155.
- Asai, T., 1965: A numerical study of the air-mass transformation over the Japan Sea in winter, *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 1-15.
- Asai, T. and K. Nakamura, 1978: A numerical experiment of airmass transformation processes over warmer sea. Part 1: Development of a convectively mixed layer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **56**, 424-434.
- 永戸久喜, 加藤輝之, 吉崎正憲, WMO-01観測グループ, 2001a: 2001年1月中旬に新潟県上越地方に大雪をもたらした降雪システムについて, 2001年日本気象学会春季大会講演予稿集, 79, 156.
- 永戸久喜, 加藤輝之, 吉崎正憲, WMO-01観測グループ, 2001b: 2001年1月16日に上越地方沿岸で観測された線状降雪システムの発生環境, 2001年日本気象学会秋季大会講演予稿集, 80, 27.
- 長谷江里子, 2001: 1999年梅雨期の擾乱と大規模場に関する解析的研究, 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻修士論文, 63pp.
- 林 修吾, 吉崎正憲, 加藤輝之, 永戸久喜, WMO-01観測グループ, 2001: 2001年1月27日に日本海を通過した小低気圧(その1) — その構造と数値モデルによる再現 —, 2001年日本気象学会秋季大会講演予稿集, 80, 28.
- Ishihara, M., H. Sakakibara and Z. Yanagisawa, 1989: Doppler radar analysis of the structure of mesoscale snow bands developed between the winter monsoon and the land breeze, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 503-520.
- 加藤輝之, 2000: 2000年1月20日北陸地方で日本海収束帯帯状雲上に発生した渦状擾乱の発達に関するエネルギー

- ギー収支解析, 2000年日本気象学会秋季大会講演予稿集, 78, 61.
- 加藤輝之, WMO-01観測グループ, 2001: 2001年1月に観測された豪雪の非静力学モデルでの予想可能性-15日, 23日に観測された β スケール渦を中心として-, 2001年日本気象学会春季大会講演予稿集, 79, 114.
- 北川信一郎, 1996: 日本海沿岸の冬季雷雲の気象学的特徴, 天気, 43, 89-99.
- 菊地勝弘, 1993: 都市の豪雪災害の予測と軽減・防除に関する研究, 文部省科学技術研究費重点領域研究「自然災害の予測と防災力」研究成果, 609pp.
- 気象庁, 1968: 北陸豪雪調査報告, 気象庁技術報告, 66, 481pp.
- 黒田雄紀, 1992: 日本海の収束雲と海難, 海と空, 67, 261-279.
- Lee, T.-Y. and Y.-Y. Park, 1998: A numerical modeling study of mesoscale cyclogenesis to the east of the Korean Peninsula, Mon. Wea. Rev., 126, 2305-2329.
- メソ気象調査グループ, 1988: 冬期日本海における帯状雲のメソ構造-啓風丸の特別観測の解析-, 天気, 35, 237-248.
- Manabe, S., 1958: On the modification of air mass over Japan Sea when the outburst of cold air predominates, J. Meteor. Soc. Japan, 35, 311-326.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967: Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field, J. Meteor. Soc. Japan, 45, 292-305.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1969: On the role of convective momentum exchange in the mesoscale gravity wave, J. Meteor. Soc. Japan, 47, 75-85.
- 松尾敬世, 1992: 日本海の雪雲と人工調節, 気象, 36, 11864-11869.
- 村上正隆, 2000: 人工降雪による水資源確保の可能性について, 気象, 44, 16462-16468.
- Murakami, M., T. Matsuo, H. Mizuno and Y. Yamada, 1994: Mesoscale and microscale structures of snow clouds over the Sea of Japan. Part 1: Evolution of microphysical structures in short-lived convective snow clouds, J. Meteor. Soc. Japan, 72, 671-694.
- 村上正隆, 折笠成宏, 星本みずほ, 堀江宏昭, 岡本 創, 民田晴也, 航空機観測グループ, 2001: 航空機による日本海小低気圧の内部構造観測(速報), 2001年日本気象学会春季大会講演予稿集, 79, 158.
- Nagata, M., 1987: On the structure of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter: a prediction experiment, J. Meteor. Soc. Japan, 65, 871-883.
- Nagata, M., 1992: Meso- β -scale vortices developing along the Japan-Sea Polar-airmass Convergence Zone (JPCZ) cloud band: Numerical simulation, J. Meteor. Soc. Japan, 71, 43-57.
- Nakamura, K. and T. Asai, 1985: A numerical experiment of airmass transformation processes over warmer sea. Part 2: Interaction between small-scale convections and large-scale flow, J. Meteor. Soc. Japan, 63, 805-827.
- Ninomiya, K., 1968: Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan Islands in winter season-with special emphasis on the relation among the supply from sea surface, the convective transfer and the heavy snowfall-, J. Meteor. Soc. Japan, 46, 343-372.
- O'Brien, J. J., 1970: Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. J. Appl. Meteor., 9, 197-203.
- 斉藤和雄, 加藤輝之, 1996: 気象研究所非静水圧ネスティングモデルの改良について, 天気, 43, 369-382.
- Sakakibara, H., M. Ishihara and Z. Yanagisawa, 1988a: Classification of mesoscale snowfall systems observed in western Hokuriku during a heavy snowfall period in January 1984, J. Meteor. Soc. Japan, 66, 193-199.
- Sakakibara, H., M. Ishihara and Z. Yanagisawa, 1988b: Squall line like convective snowbands over the Sea of Japan, J. Meteor. Soc. Japan, 66, 937-953.
- Tsuboki, K. and G. Wakahama, 1992: Mesoscale cyclogenesis in winter monsoon air streams: Quasi-geostrophic baroclinic instability as a mechanism of the cyclogenesis off the west coast of Hokkaido Island, Japan, J. Meteor. Soc. Japan, 70, 77-93.
- 八木正允, 1985: 冬期の季節風の吹き出し方向に対して, おおよそ直交する方向にロール軸を持つ大規模な雪雲-対流雲の走向についての解析と理論的な検討-, 天気, 31, 175-187.
- 八木正允, 村松照男, 内山徳栄, 黒川信彦, 1986: 大陸沿岸の地形の影響を受けた日本海上の'帯状収束雲'と'Cu-Cbライン', 天気, 32, 453-465.
- Yamagishi, Y., 1980: Simulation of the air-mass transformation process using a numerical model with the detailed boundary layer parameterization, J. Meteor. Soc. Japan, 58, 357-377.
- 柳瀬 亘, 2001: 日本海のポーラーロウの構造と発達機構に関する数値的研究, 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻修士論文, 64pp.
- 吉崎正憲, 瀬古 弘, 加藤輝之, 小司禎教, 永戸久喜,

別所康太郎, 郷田治稔, X-BAIU-99観測グループ,
2000:1999年東シナ海・九州梅雨特別観測 (X-
BAIU-99) 報告, 天気, 47, 217-224.

吉崎正憲, 加藤輝之, 永戸久喜, WMO-01観測グループ,
2001a: 冬季日本海メソ対流系観測—2001 (WMO-01)
の概況報告, 2001年日本気象学会春季大会講演予稿集,
79, 154.

吉崎正憲, 永戸久喜, 加藤輝之, WMO-01観測グループ,
2001b: WMO-01 (冬季日本海メソ対流系観測—2001)
期間の日本海における熱・水収支, 2001年日本気象学
会秋季大会講演予稿集, 80, 23.

====支部だより====

北海道支部「気象講演会」開催報告

北海道支部では従来から、毎年1回道内各地で気象講演会を開催している。今年度は、市民の方々に対する気象知識の普及という目的を一層効果的に達成するため、函館海洋気象台が開催する防災気象講演会との共同開催という形式で、10月20日(土)に函館市において開催した。以下、その概要について報告する。

今回の講演会では、市民の方々の防災意識の向上や地球環境に対する関心の高さに応えるため、テーマを「北海道の空・海・大地」とし、種々検討の結果、以下の内容で実施した。

テーマ:「北海道の空・海・大地」

日 時:平成13年10月20日(土) 13時~16時30分

場 所:ホテル「法華クラブ函館」ブリリアンホール
講 演

① 函館周辺の気象特性と気象災害

函館海洋気象台 予報官 小林 雅

② 気候が変わると海の生物はどうなる?

—北太平洋の生物資源変動予測—
北海道大学大学院水産科学研究科

教授 岸 道郎

③ 火山との共生—有珠山及び駒ヶ岳の噴火からのメッセージ—

北海道大学大学院理学研究科 教授 岡田 弘

今回の講演会に際しては、函館市に対して共催を、

渡島支庁, NHK 函館放送局, 北海道新聞函館支社, 函館新聞社並びに日本気象協会函館支店に対して後援を依頼し、さらに各種広報誌、新聞への掲載、テレビでの放送等、メディアを用いた広報活動に努めた。また、気象台主催の防災気象講演会であることから、函館海洋気象台から渡島・檜山管内の防災関係機関へ講演会への参加の要請を行った。

開催当日は快晴で行楽シーズンであることから、参加者が少ないのではないかと心配した。しかし、開演の30分前から徐々に参加者が集まり始め、1時の開演時には100名を越える入場となり、最終的には150名を超える参加者があった。

どの講演内容も函館や北海道に関する話題であることから、参加者から質問が相次いだ。特に、岡田教授の講演は函館に近い駒ヶ岳の火山防災も関係することから多くの質問が出され、市民の関心の高さが窺えた。

岡田教授は昨年の有珠山噴火で大変有名になっておられるので、講演会場には報道のTVカメラなどが入り、当日のTVニュースでも報道された。

このように、市民各層や報道機関の関心を集めることが出来、今回の函館海洋気象台と共同で行った講演会は成功裡に実施することができた。

最後に講師の方々を始め、ご協力いただいた各機関に対してお礼を申し上げる。