

「地球変動のメカニズム」
平成10年度採択研究代表者

吉崎 正憲

(気象研究所予報研究部 室長)

「メソ対流系の構造と発生・発達のメカニズムの解明」

1. 研究実施の概要

日本列島にしばしば災害をもたらす顕著な降水現象としては、梅雨前線、冬の日本海上の帯状雲や小低気圧、夏の雷雨、台風などがある。これらはすべて階層構造をしていて、その中でメソ対流系は特に重要な役割を果たしている。メソ対流系とは、水平スケール100kmのオーダーで対流性領域と層状性領域を持つシステムで、自己増殖や組織化によって長時間持続してライン状や塊状などさまざまな形態をとる。

「地球変動のメカニズム」において、大気中の水やエネルギーの循環過程は解明すべき問題である。メソ対流系はそうした循環を担う重要なメカニズムの一つであるが、その実態や組織化のメカニズムについて未解明な部分が多く、気候変動のメカニズム解明のためには不可欠な課題である。

本研究では、メソ対流系およびその階層構造を解明する事を目的とする。そのために、まず九州地方の梅雨を対象に、野外観測・解析・数値実験を有機的に結合した研究を行う。野外観測としては、機動的な航空機とドップラーレーダー・高層ゾンデ・気象観測船などの地上観測網を組み合わせ、今までにない規模の総合的な観測を行う。また、違う環境で発生するメソ対流系を調べるために、日本海の冬期の帯状雲・小低気圧や関東地方の雷雨についても研究を行う。こうした研究をもとに、日本域のメソ対流系の構造や発生・発達の仕方、およびメソ対流系の形態とその周りの環境場（中間規模擾乱などの場）との関係を明らかにする。

本研究によって、大気中の水やエネルギーの循環過程の一つであるメソ対流系がよく理解されるようになる。こうした知見は、（地球規模の大気運動をシミュレートするために必要な）大気大循環モデルにおけるメソ対流系のパラメーター化の改善などに反映される。また、本研究は将来の（衛星を含めた）メソ観測システムや数値モデルによるメソ対流系の予測システムなどの構築につながり、地球変動の一つの形態であるメソスケール擾乱を監視・予測するシステムの発展に寄与する。

2. 研究実施内容

本研究では、メソ対流系およびその階層構造を解明する事を目的として、九州地

方の梅雨、日本海の冬期の帯状雲・小低気圧や関東地方の雷雨について、野外観測・解析・数値実験を有機的に結合した総合的研究を行う。

そのために、(1)メソ対流系を観測するのに有効な観測測器の充実とメソ観測システムの構築、(2)ドップラーレーダー、高層ゾンデ、航空機などによる特別観測の実施、(3)特別観測データのデータベース化、(4)特別観測で観測される事例の解析、(5)数値モデルによる再現実験、(6)ほかの地域のメソ対流系との比較および全体の取りまとめ、を行う。特に、(1)では、境界層レーダー、気温分布測定マイクロ波放射計、地上観測装置を購入して、メソ観測体制の充実を図ると共に地上からのメソ観測システムの構築をめざす。また、(2)では、機動的な航空機とドップラーレーダー・高層ゾンデ・気象観測船などの観測網を組み合わせて、今までになかった規模の総合的な観測を行う。こうした観測や解析から、日本域のメソ対流系の構造や発生・発達の方、およびメソ対流系の形態とその周りの環境場（中間規模擾乱などの場）との関係を明らかにする。さらに、(5)では数値モデルを用いて観測される事例の再現実験などを行い、メソ対流系の自己増殖や組織化のメカニズムや階層構造間の相互作用などを明らかにする。

平成12年度では、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する野外観測を行った。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。図1に全般的な観測体制を示す。1月12日から2月1日までの通常観測期間には、高層ゾンデ（上越）やドップラーレーダーや境界層レーダーの連続観測を行った。また1月12日09時～1月19日21時と1月25日03時～2月1日09時の強化観測期間には、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、航空機によりドロップゾンデ、雨レーダー、雲レーダー、雲直接の観測を行った。また1月末から3回、ロシア領海でロシア機による境界層観測を行った。

前半の強化観測期間の1月12日 - 17日には500hPa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（図2）。この時3 - 5 kmより下層では北寄りの風が吹いて、相当温位がほぼ一様な対流活動が活発な成層であった。また、後半の強化観測期間の25 - 27日には二つの南岸低気圧が通過して、上越付近では対流圏上層まで湿潤域が広がるのが見られた（図略）。しかし前半ほど降雪は多くなかった。

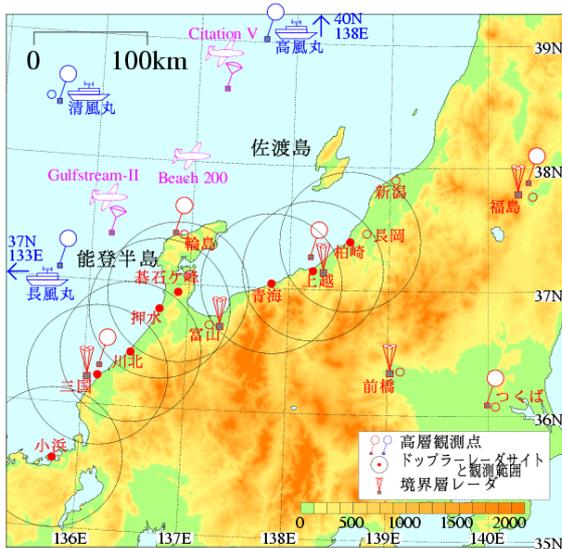
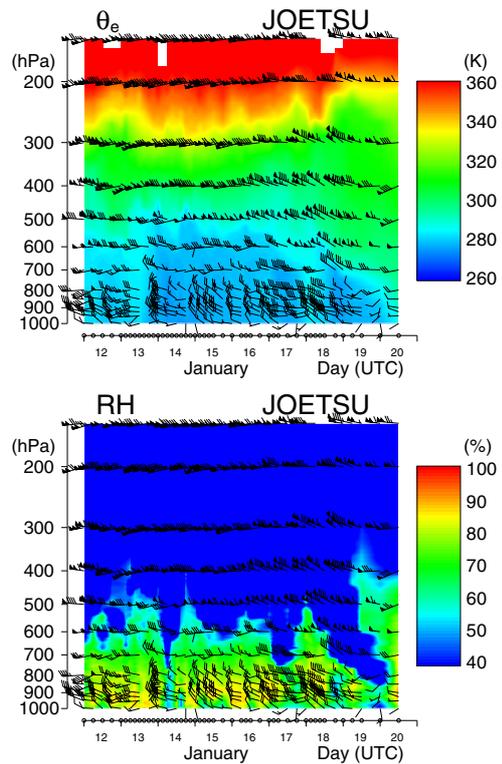


図1 WMO-01の観測体制

図2 上越における、1月12日から20日までの
(上図)相当温位と風、(下図)湿度と風に関する時間 - 高度断面図。



上越地方に大雪をもたらした降雪システムに関して、観測データからその形態と数値モデルによる再現実験からその構造を調べた。気象庁東部北陸合成レーダーデータ(図3)によると、上越市(約37N)付近では期間中ほとんどの時間で降雪があったことがわかる。同レーダーの水平断面図から見たこの期間の降雪システム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日～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雲が停滞するパターン(15 - 17日)。特にCの形態はAやBの期間中も見られたことがあり、今回の大雪に特徴的なパターンであった。Cの東西に線状となった降雪システムの構造を明らかにするために、数値モデルによる再現実験を行った。用いた数値モデルは気象研非静力学モデル(NHM)で、気象庁の領域スペクトルモデル(RSM)にネスティングして16時間積分を行った。水平分解能は5 km、予報領域は1500km四方をとり、降水スキームは氷晶まで含んだ雲物理過程を用いた。NHM(図4)で富山湾から上越市付近を通して東西に伸びる降雪システムがシミュレートされた。これは同時間の気象庁レーダー観測とよく一致した。降雪システムは対流性の降雪セルから成り、その水平スケールは20 - 40km、鉛直スケールは約4 kmであった。風を見ると、高さ4 kmより上層では西風、それより下層で

は降雪システム以北で北西の風、南側で弱風域となっていて水平シアーが顕著であった。この下層風の水平シアーは、降雪システムの発生期から日本海上の北西風と富山湾内の弱風との間で形成されており、降雪システムの発生・維持に大きく影響したと考えられる。

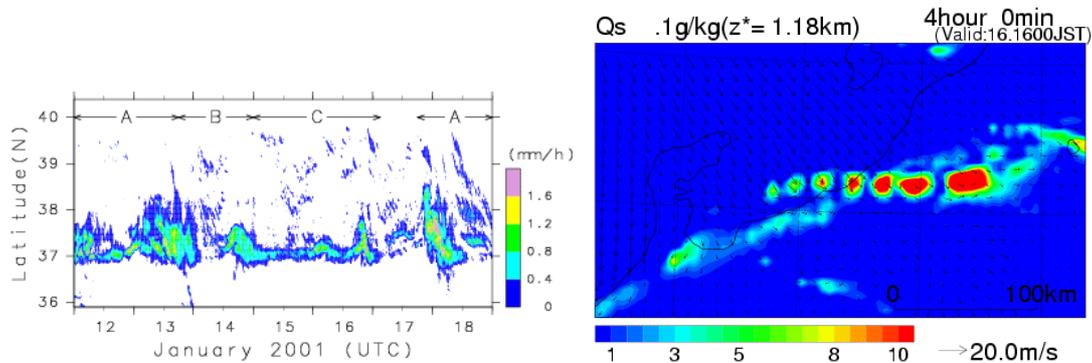


図3 気象庁東部北陸合成レーダーの雨量強度データの南北・時間断面図。東経137.5-138.5°のデータを平均した。図上部の英字(A、B、C)については本文参照。

図4 NHMで計算された1月16日07UTCの高度1.8kmにおける雪の混合比(カラー)と地表付近の水平風ベクトル

さらに、1月15日に北陸地方に上陸したβスケール渦について調べた。この渦は14日21時頃山陰沖の日本海収束帯(JPCZ)で形成された。そして南南東進しながら15日02時過ぎに東尋坊付近に上陸した(図5)。渦の水平スケールは100~200kmであった。その渦の後方(南南西100kmほど)に、別のβスケール渦が15日00時頃生み出され、同様に南南東進しながら15日04時過ぎに上陸した。この2つの渦にともなう降雪システムが北陸地方に豪雪をもたらしたと考えられる。

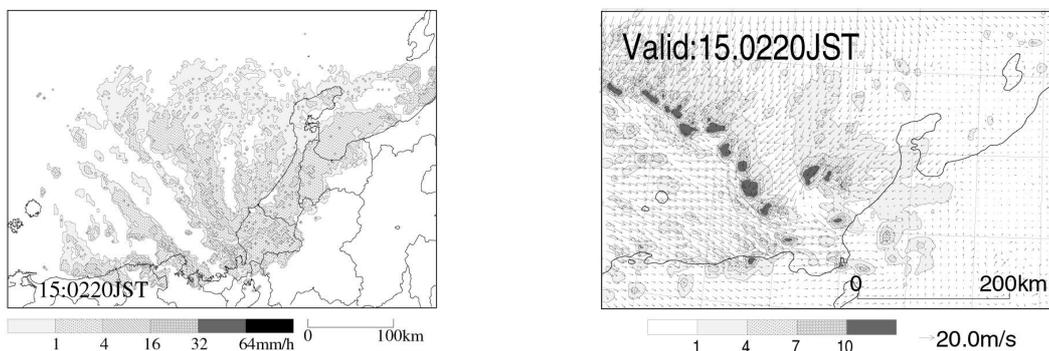


図5 1月15日0220JSTの気象庁レーダーの降水強度。

図6 5 km-NHMで予想された1月15日0220JSTの1.12km高度の雪の混合比と地表付近の水平風。

NHM（水平格子間隔5 km）によって、北陸地方に上陸した2つのβスケール渦の形成・上陸時刻、渦の大きさ、2つの渦の位置関係等がよく再現された。15日02時には東尋坊沖に水平スケール100km強のβスケール渦が、その西側約100kmにも弱い渦がシミュレートされた（図6）。その弱い渦は発達しながら東進し、3時間後の05時には上陸した。しかしながら渦の南側に回り込む雪雲が少なくシミュレートされたため、降雪量はRSMの結果よりNHMは若干多い程度であった。

気象観測用航空機G-（ダイヤモンドエアサービス）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。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。発生のタイミングは日本海中部から南東進する700hPa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。

G- を用いて、東経137°30'に沿った4高度（10.2km、3.6km、1.5km、0.3km）でのレベルフライトと、北緯37°40'に沿った2高度（10.2kmと1.5km）でのレベルフライトを実施し、熱力学構造・気流構造・雲の微物理構造の直接観測と、雲レーダ・ドロップゾンデ観測を行った。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4.5kmまで達する小低気圧に伴うと思われる雲が存在した（図7）。水平風は高度1.5km以下で顕著な変化を示した。特に、高度0.3kmでは北側では10m/sを超える東よりの風が吹きまた南側では10m/sを超える西よ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1.5km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、700hPa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。Warm coreは、特に高度1.5kmで顕著で、周辺部より相当温位が2°～3°高くなっていた（図8）。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（DISTANCE = 60～80km）を除くと、上層雲からのnatural seedingのため高度1.5km以下に限定され、雲水量も最大で0.2g/m³程度であった。

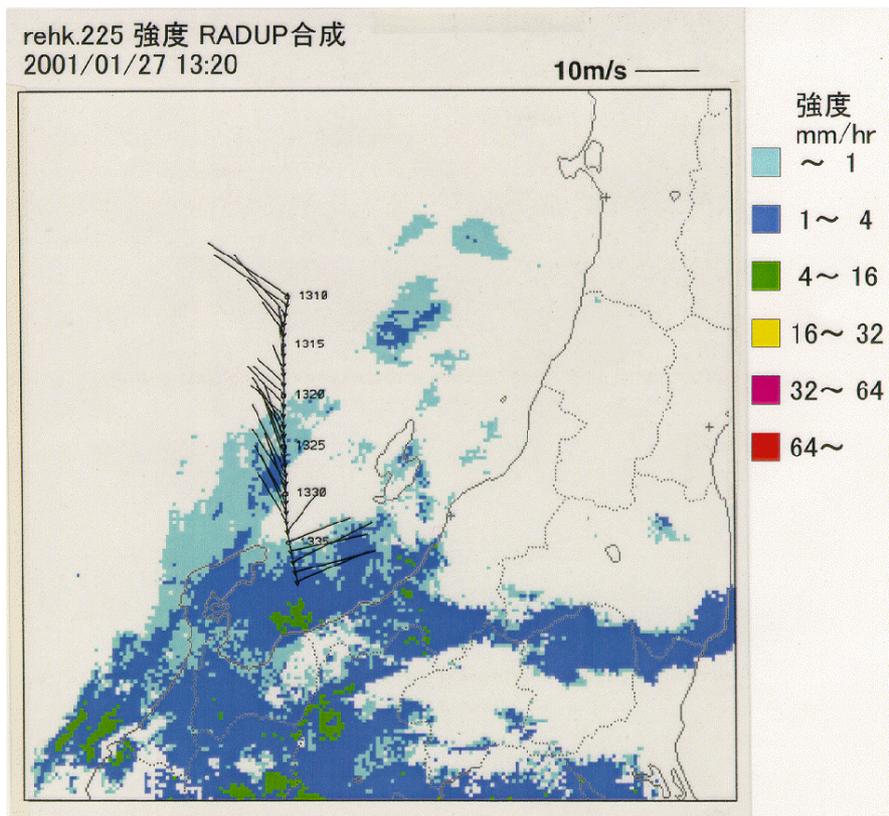


図7 高度0.3kmを南向きに飛行したときの航跡図、1分間平均水平風と最寄の時間帯のレーダー合成図

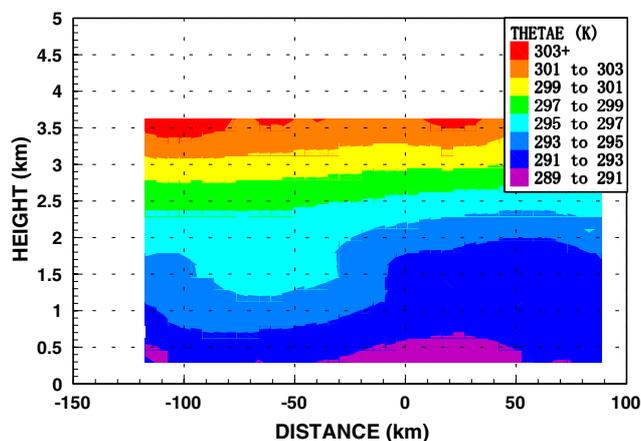


図8 相当温位の南北鉛直断面図

また今まで行ってきた野外観測の事例について解析を行った。ここでは、X-BAIU-99が実施された梅雨期の大規模場の特徴と前線上を通過する擾乱に関する解析結果を報告する。解析には、解像度が1.25度の気象庁全球客観解析データと約20kmの領域客観解析データを用いた。観測期間のうち6月23日00UTC～7月3日00UTCまでの大規模場の状況はMatsumoto et al(1971)で指摘されたものと同様の

特徴が見られた。(1)下層の相当温位勾配の大きな部分として定義される前線帯は、東経135度以西では主として比湿勾配により、以東では主として温位勾配により形成されていた、(2)下層では前線の南に高比湿域が一様に広がっていたが、中層では中国大陸から西日本に湿舌がのびていた、(3)下層では前線帯の南に下層ジェット、上層では前線帯の北、北緯30度~40度と北緯50度~60度付近にジェットがあった、(4)東経120度、130度では下層ジェットのすぐ北側に上昇流があった、(5)前線帯で相当温位が鉛直方向に一様になっていった。また、この期間の前線帯の構造はAkiyama (1990) の分類ではactive-deep phaseに相当した。

大規模場の運動量収支解析を行ったところ、下層ジェットは主として積雲対流による加熱によって駆動された子午面循環にはたらくコリオリ力によって維持されていたことが示唆された。水蒸気収支解析からは、梅雨前線帯で大規模場が集めた水蒸気を擾乱がより北へと輸送しているという特徴が得られた。熱収支解析を行った結果、積雲対流は東シナ海から九州にかけての領域で最も活発であった。東シナ海での大気加熱の時間変動を見ると、加熱は擾乱が近付くと上層で始まり、擾乱の接近に伴って下層に下りてくるが、擾乱の中心が通過すると冷却に転じていた。さらに6月29日に福岡に豪雨をもたらした擾乱を取り上げ、前線帯がactive-deep phaseの様相を呈しているときの擾乱の振舞いと構造を調べた。擾乱は中国大陸上で下層の渦として発生し、28日00UTCには鉛直トラフが下層で西傾して、上層で東傾するという構造を示したが、28日12UTCには東シナ海付近で上層の渦と結び付いて、トラフが下層から上層にわたって西傾する背の高い準総観規模擾乱となって発達した。この擾乱の後面から流入する乾燥空気の先端で発達した対流雲群により、福岡で豪雨が起った。

3. 主な研究成果の発表 (論文発表)

M. Yoshizaki et al. : Analytical and numerical study of the 26 June 1998 Orographic rainband observed in western Kyushu, Japan, J. Meteor. Soc. Japan (2000) Vol.78, 835-856.