

## 2001年と2002年に行われた東シナ海・九州における 梅雨観測の報告\*

吉崎 正憲\*<sup>1</sup>・加藤 輝之\*<sup>1</sup>・室井 ちあし\*<sup>1</sup>・永戸 久喜\*<sup>1</sup>  
林 修吾\*<sup>1</sup>・柴垣 佳明\*<sup>2</sup>・荒木 孝輔\*<sup>2</sup>・鈴木 賢士\*<sup>3</sup>  
村上 正隆\*<sup>1</sup>・黒岩 博司\*<sup>4</sup>・民田 晴也\*<sup>5</sup>

### 1. はじめに

メソ対流系とは、水平スケール100 kmのオーダーで対流性領域と層状性領域を持つ降水系のことである。これが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って、集中豪雨(雪)をもたらす(吉崎, 1999a, b)。しかし、メソ対流系は多重スケール構造をしていることが知られている(例えば, Ninomiya and Akiyama, 1992)、その理解のためにはメソ対流系を伴う擾乱(数1000 km)から内部構造にあたる積乱雲(数 km)まで知る必要がある。

こうした降水系を研究対象として、これまで多くの研究プロジェクトが行われた。例えば、1968年から1972年まで気象庁・気象研究所が中心となった梅雨末期集中豪雨特別観測(気象庁, 1974)、1987~1988年の観測(浅井, 1990)、1996年の観測(TREX 観測グループ, 1998)、1996~1997年の観測(武田, 1999)などによって、中間規模擾乱、クラウドクラスター、メソ対流系などの存在や多重スケール構造などがわかってきた。しかし、メソ対流系に関しては時間スケールも空間ス

ケールも小さくてまた頻度にしても稀であることから、これを主要な研究対象とするのは非常に難しかった。

ところが雲解像非静力学モデル(Non-Hydrostatic Model, NHM)が近年発展して、実際の状況でメソスケールまで再現できるようになった(今後NHMの水平解像度が“*n*” kmの場合は“*n*” km-NHMと書く)。平成10年度に科学技術振興事業団・戦略的基礎研究「メソ対流系の構造と発生・発達メカニズムの解明」(研究代表者: 吉崎正憲)が採択されたが、このプロジェクトで初めてメソ対流系を主要な研究対象として、観測と数値実験を有機的に組み合わせてその構造と発生・発達メカニズムの解明を目標とした。

このプロジェクトでは、梅雨期の九州・東シナ海と冬期の日本海におけるメソ対流系を研究対象として野外観測を4年ほど行った。その中で、本報告は2001年と2002年に行われた東シナ海・九州における梅雨期の観測を扱ったものである(それぞれX-BAIU-01, X-BAIU-02と呼ぶ)。この種の報告として、梅雨期の九州・東シナ海のX-BAIU-99について吉崎ほか(2000)、また冬期の日本海のWMO-01について吉崎ほか(2001a)、WMO-02は小林ほか(2003)、WMO-03は吉崎ほか(2003)、がすでに行っている(あるいは投稿中である)。したがって、この観測の問題意識やそのバックグラウンドなどについてはすでに述べてあるのでここでは繰り返さない。しかし、観測のたびに対象・体制・関心が多少変わっていったので、そうした点だけを主に述べて2つの観測をまとめて報告する。

### 2. X-BAIU-01

2001年6月8日~7月8日にかけて、高層ゾンデ、

\* A report on field observations of Baiu fronts over East China Sea and Kyushu in 2001 and 2002.

<sup>1</sup> Masanori YOSHIZAKI, Teruyuki KATO, Chiashi MUROI, Hisaki EITO, Syugo HAYASHI, Masataka MURAKAMI, 気象研究所.

<sup>2</sup> Yoshiaki SHIBAGAKI, Kousuke ARAKI, 大阪電気通信大学.

<sup>3</sup> Kenji SUZUKI, 山口大学.

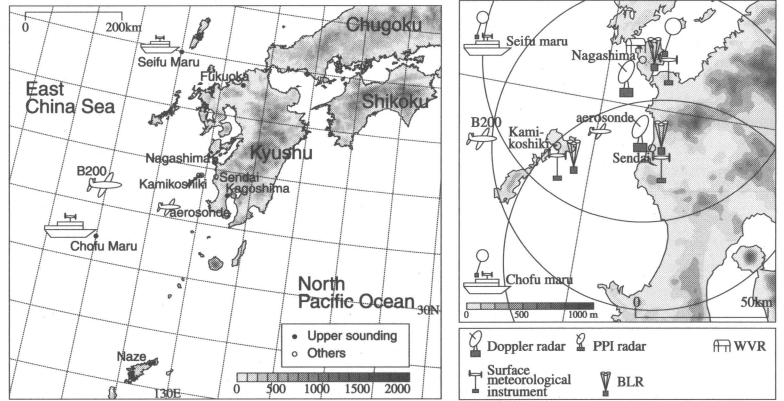
<sup>4</sup> Hiroshi KUROIWA, 通信総合研究所.

<sup>5</sup> Haruya MINDA, 名古屋大学地球水循環研究センター.

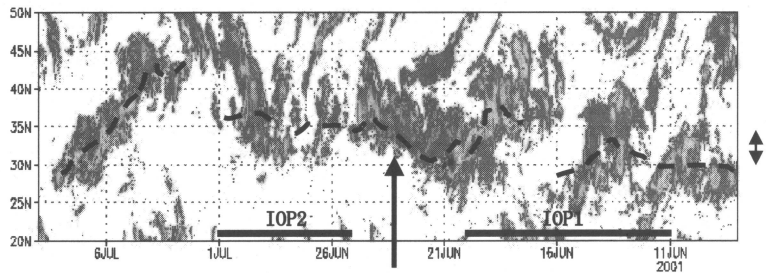
ドップラーレーダー、境界層レーダーなどによる野外観測を九州・東シナ海で行った。第1図に強化観測と通常観測の体制を示す(吉崎ほか, 2001b)。通常観測期間は長島で1日2回の高層ゾンデ観測を行い、またドップラーレーダーや境界層レーダーによる連続観測を実施した。一方強化観測は6月10日～6月20日(IOP1)と6月25日～7月1日(IOP2)の期間として、気象庁海洋気象観測船(長風丸, 清風丸)と長島で1日4回(場合によっては8回)の高層ゾンデ観測を行った。また航空機は降雨レーダーを使って降雨観測を行った。

この野外観測で新しいことは、エアロゾンデ(無人気象観測機)グループ(研究代表者; 中澤哲夫, 運輸施設整備事業団・運輸分野における基礎的研究推進制度)との共同観測である。エアロゾンデとは全長1.9 m, 翼長2.9 m, 重量13 kgの無線操縦機であり、航続距離3000 km以内で航続時間は30時間以内である。エアロゾンデグループは硫黄島をベースにしてエアロゾンデ2機を使って、1.5 kmより下層大気の気象観測を九州南西部の海上で行った。エアロゾンデの観測期間は6月12日から25日までであって、我々の観測時期と重なっていた。

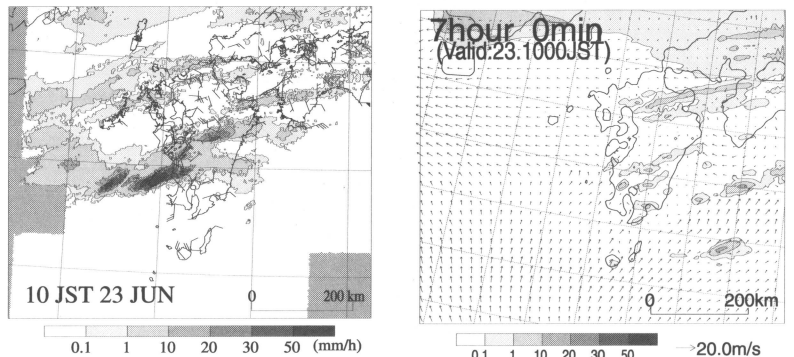
観測期間の天気概況として、6月13日, 6月20日～6月23日, 6月27日～6月28日, 7月6日～7月7日に、



第1図 X-BAIU-01の観測地図(吉崎ほか, 2001b)。 (左)強化観測と(右)通常観測。



第2図 東経130線におけるGMSから見た雲と地上天気図で見た前線の時間一緯度断面図(気象研究所・別所康太郎氏提供)。時間軸は右から左に進む。川内で落雷があった時の降水系を矢印で示してある。



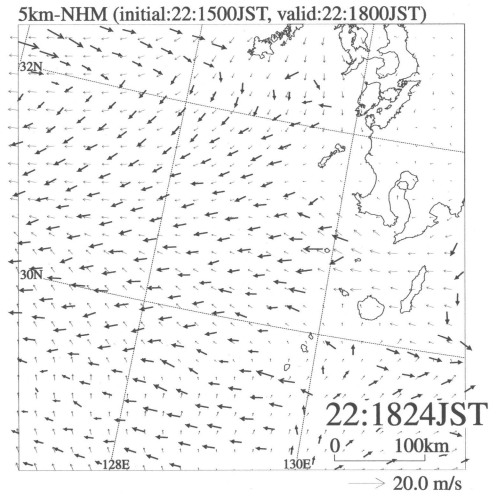
第3図 2001年6月23日10時における(左)レーダーアメダス図と(右)5 km-NHMの降水強度と地上風の分布(Kato et al., 2003)。

移動性のスコールライン, 地形性の線状降水系, 不定形な降水系などいろいろなメソ対流系が観測された(第2図)。こうした中で印象的だったのは6月23日の

メソ対流系である。その日03（日本）時頃に鹿児島県西方海上でメソ対流系が突然発生して急激に発達した。そして、東シナ海上から線状の降雨域が鹿児島県北西部に広がって、10時には川内で1時間あたり50 mm を越える豪雨となった（第3図左）。またそこに設置された境界層レーダーが10時頃の落雷によって壊れてしまった。この期間、X-BAIU-01の観測支援のために九州を含む750 km 四方の領域を対象に5 km-NHM を1日2回実行した。5 km-NHM は多くの場合降水をもっともらしく予報したが、6月23日は予報を完全に失敗したのである（第3図右）。

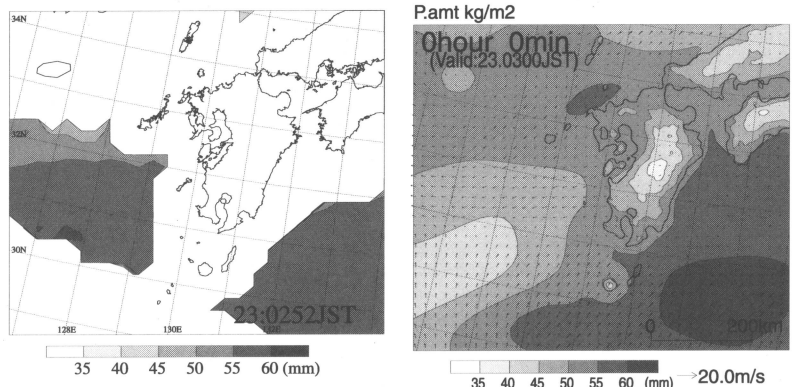
そこで気象衛星（GMS-5）の赤外画像やレーダーアメダス解析雨量などの従来のデータに加え、QuikSCAT衛星のマイクロ波放射計データからリトリブした海上風、TRMMによる可降水量、エアロゾンデの気象データを用いて、なぜ5 km-NHM が6月23日のメソ対流系の再現に失敗したのかを調べてみた（Kato *et al.*, 2003）。この時地上や上空の天気図を見ても降水の発生域には顕著な擾乱はなく、上空にも気圧の谷の通過は見られなかった。したがって、この豪雨は高比湿な気塊が南方から流入して梅雨前線帯の南縁で発生したものと想像された。第4図は、前日22日18時頃のQuikSCAT衛星の海上風と5 km-NHM が予想した地上風の分布である。QuikSCAT衛星の海上風では鹿児島西方海上に風の収束があり、一方風向は一致しないものの5 km-NHM でもほぼ同じ位置に収束を予想した。また（時間帯は異なるが）エアロゾンデがこの領域を飛んで大気下層の風向・風速・温度・水蒸気を測定したが、高度500 m より下層に風の弱い収束を観測した（図略）。したがって、この風の収束した領域で23日04時頃にメソ対流系が発生したものと考えられる。

ところが、風の収束があったにもかかわらず5 km-NHM はメソ対流系の発生を予想できなかった。その主な原因は、実は不正確な水蒸気の鉛直分布にあった。6月23日03時のTRMMと5 km-NHMの可降水量分布を第5図に示す。九州南西海上の可降水量はTRMMでは60 mm



第4図 2001年6月22日18時24分におけるQuikSCATによって観測された海上風（太い矢印）と18時における5 km-NHMでシミュレートされた地上風（細い矢印）との比較（Kato *et al.*, 2003）。

を超えていたが、5 km-NHM では50 mm 以下とかなり小さかった。可降水量の大半が下層にあることから、5 km-NHM では南からの水蒸気供給が実際よりかなり小さくて、このため風の収束があっても対流が発生できなかったものと考えられる。もしも5 km-NHM で水蒸気の供給が十分に再現されていたならば、前日夕刻にあった下層の弱い風の収束でも高比湿の気塊を上空に持ち上げて凝結を引き起こして豪雨を予想できたものと推測される。なおこの6月23日の事例についてKato *et al.* (2003) にまとめてあるので、関心のあ



第5図 2001年6月23日03時の可降水量で見た（左）TRMMの観測値と（右）5 km-NHMの予報値との比較（Kato *et al.*, 2003）。

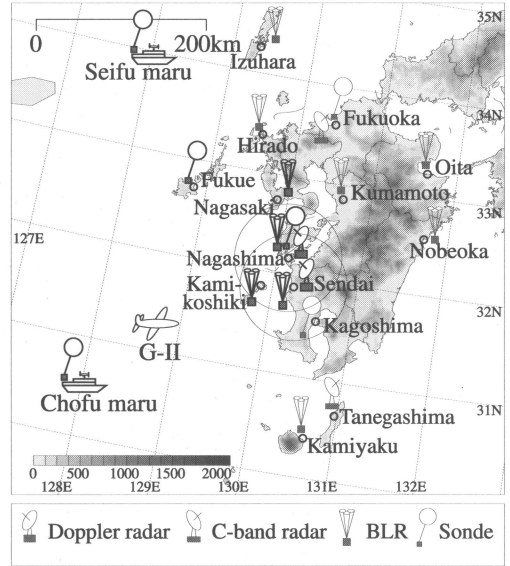
る方は参照してほしい。

3. X-BAIU-02

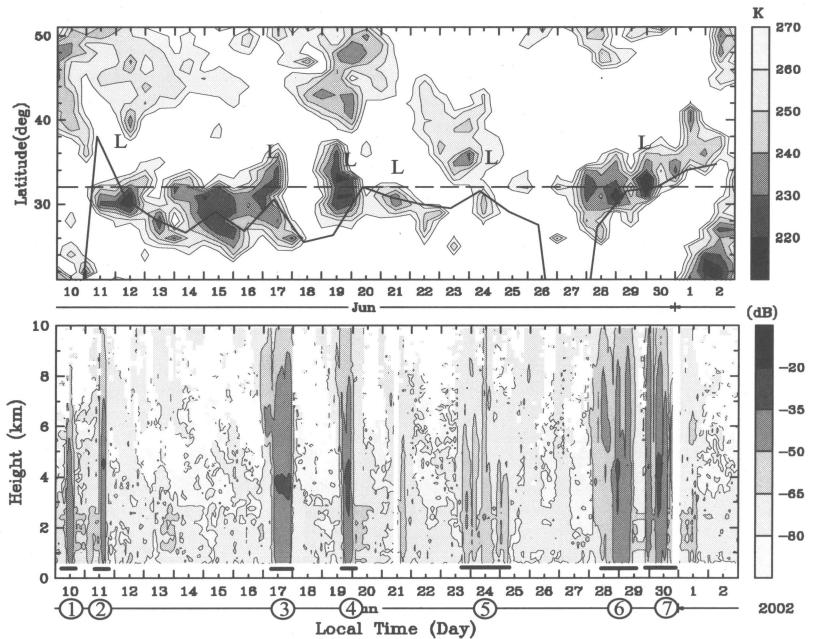
X-BAIU-02の時には、気象庁は1.3 GHz 帯の境界層レーダーを全国展開して、九州には厳原、平戸、大分、熊本、延岡、上屋久の6地点に整備した。この境界層レーダーを気象庁はウィンドプロファイラーと呼んだので、言葉の混乱を避けるためにこれからはWPと呼ぶことにする。この展開によって、気象研・長崎大・九大・山口大グループのWP（長崎・川内）と京大宙空電波・大阪電通大グループのWP（長島・上甕）を利用することによって、高密度なWP網を九州西海岸に並べることができた（第6図；吉崎ほか，2002）。また地球シミュレータによる広領域・高分解能の台風の実験もなされたりした。

X-BAIU-02は、6月7日から7月8日まで通常観測を行った。高層ゾンデは福江と長島で1日2回行った。またWPは長崎・川内・長島・上甕の4地点で連続観測を行った。ドップラーレーダーは川内と長島でデュアル観測を行った。また6月20日から7月7日まで川内のドップラーレーダーサイトに雨滴電荷測定装置と地上電場計を持ち込み、梅雨期に見られる擾乱の電気的特性を調べた。一方強化観測は、6月11日～6月18日（IOP1）と6月24日～7月1日（IOP2）の期間である。この間、気象庁地上サイトの福岡、鹿児島、名瀬、那覇、石垣島ではIOPの5日間分1日4回の高層ゾンデ観測を行い、福江と海洋気象観測船2船（長風丸・清風丸）では1日4回（あるいは8回）の高層ゾンデ観測を行った。また航空機（G-II）は、雲レーダーやドロップゾンデによる観測と雲内へのプローブ観測を行った。

全般的な天気概況を京大宙空電波・大阪電通大グループの長島のWP（6月9日～7月2日の期間）を

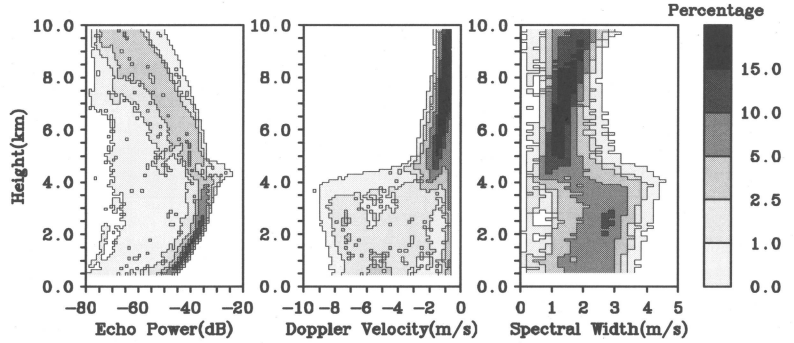


第6図 X-BAIU-02の観測体制（吉崎ほか，2002）。気象庁のウィンドプロファイラー網（厳原，平戸，大分，熊本，延岡，上屋久）を一緒に示してある。



第7図 130Eに沿った雲分布の時間-緯度の変化（上図）と長島町のWPで見たエコー強度の時間-高度の変化（下図）（荒木，2003）。上図の実線と破線は梅雨前線とレーダーの位置をそれぞれ表す。下図の数字は、注目した降水系の事例番号である。

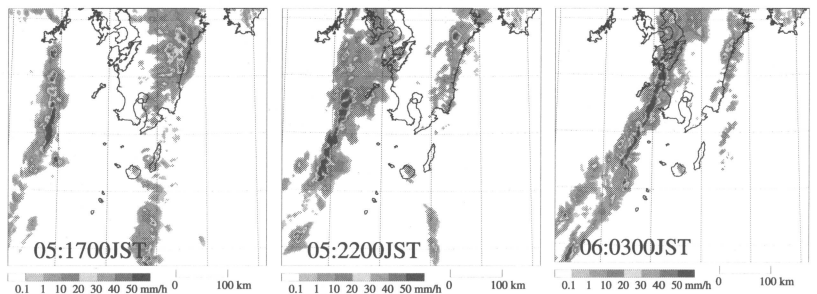
もとに述べる(荒木, 2003). 期間中いくつかのメソ  $\alpha$  スケールの低気圧が九州地方を通過した(第7図). 6月11日には寒冷前線が通過して梅雨前線は九州南海上で停滞した. その後19日と23~24日と29日に低気圧が通過した. 30日以降には梅雨前線は九州北部に停滞した. 第8図は, 長島の WP で観測された全降雨期間のエコー強度・ドップラー速度・スペクトル幅分布である. エコー強度とドップラー速度は, 上空の降雨強度と降雨粒子の落下速度をそれぞれ表す. またスペクトル幅は降雨粒子の速度分散(粒径のばらつき)を示す. ここで高度4.5~6.5 kmのエコー強度平均値( $E$ )と高度3.5 kmと4.5 kmのドップラー速度差( $D$ )に注目して, 層状性降雨を  $E < -45$  dB, 混合性降雨を  $E > -45$  dB,  $D > 2.5$  m/s, 対流性降雨を  $E > -45$  dB,  $D < 2.5$  m/s という条件を与えることで, 降水系内の降雨を層状性・対流性・混合性の3つのタイプに分類した. スペクトル幅データは, 融解層高度以上ではエコー強度に, それ以下ではドップラー速度の変化に依存したために, 降雨タイプの分類には用いなかった. その結果, イベント毎の降雨タイプ別の割合は第1表の通りであり, 全降雨期間の各降雨タイプの割合は層状性降雨が49.1%, 混合性降雨が38.8%, 対流性降雨が12.0%であった. 対流性降雨の頻度は思ったよりも少なく, 層



第8図 長島の WP から得られた全降雨期間のエコー強度・ドップラー速度・スペクトル幅分布(荒木, 2003).

第1表 降雨タイプ分類表(荒木, 2003)

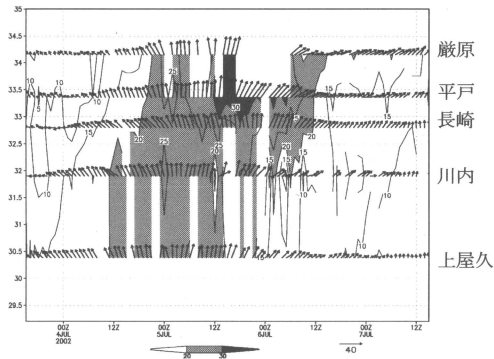
降雨期間	層状性降雨	混合性降雨	対流性降雨
全降雨期間	49.1%	38.8%	12.0%
①6月10日の降雨	63.6%	29.6%	6.8%
②6月11日の降雨	21.1%	42.5%	36.4%
③6月17日の降雨	11.4%	87.2%	1.3%
④6月19日の降雨	33.4%	61.5%	5.1%
⑤6月23-25日の降雨	87.8%	1.7%	10.5%
⑥6月28・29日の降雨	66.8%	19.5%	13.8%
⑦6月29・30日の降雨	35.9%	47.4%	16.6%



第9図 7月5日17時, 22時, 6日03時における気象庁の合成レーダー図. 左の南北に延びる降水系をA, 九州山地にある降水系をBとした.

状性降雨がほぼ半数を占めた.

京大宙空電波・大阪電通大グループが WP の観測を終えた後の7月4日以降は, 台風5号が東シナ海西を



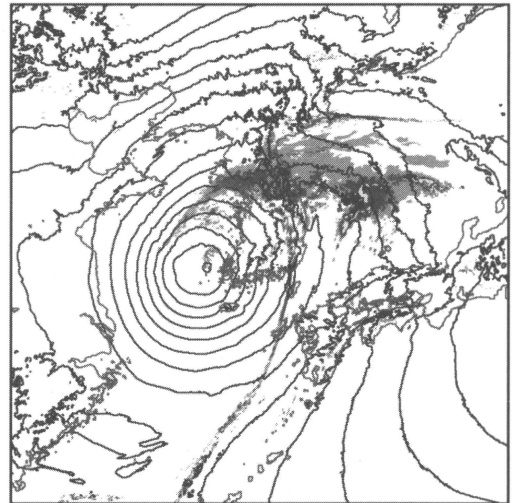
第10図 WPの風に関する時間-y'断面図(吉崎ほか, 2002). y'の方向は南南東から北北西までの方向であり, 上から巖原, 平戸, 長崎, 川内, 上屋久がほぼ直線に並ぶ走向である. 高度は2.2 kmである. ハッチは風速の強さを表す.

北上して九州各地に降水をもたらした. 台風5号が朝鮮半島南西まで北上した頃, 九州では南北に並んだ2本の降水系が見られた. 西側の降水系(A)は東に移動したのに対して, 東側の降水系(B)はあまり移動しなくて減衰していった(第9図). この時のWPで見た高度2.2 kmにおける風の時間-y'断面図を第10図に示す(吉崎ほか, 2002). 降水系Aが西から東に移るにつれ, 風は南東風から南風, そして南西風と変わっていった. 福江の高層ゾンデデータ(図略)で見ても, 5日から6日にかけて風に同様の変動が見られた.

この台風とそれに伴うまわりの降水系の様子を地球シミュレータによる計算結果で見てみる. 第11図は2002年7月5日18時を初期値とする1 km-NHMによる3時間後の海面更正気圧と前10分間積算降水量の分布である(室井ほか, 2003). この時台風5号は朝鮮半島南西の海上にあった. 台風の北東側には中心から日本海にかけて発達した雨域が見られた. また台風のすぐ東の朝鮮半島沿岸から五島列島へ東シナ海にかけても南北に伸びる顕著な線状の降水域が計算された. このバンドは降水系Aに当たるものである. 自由モードのouter rainbandでありながら見事に再現されていて, 地球シミュレータでここまで再現できたことに驚いてしまう. このように風の様子は観測と数値実験の結果とよく対応しているようであるが, 詳しい構造や時間変動に関する解析はこれからの仕事である.

7月6日には雷活動が活発になった. もっぱら降水系Aに伴ったものであり, ライン状エコーが甌島にかかっていた02時から03時にかけて, 下層風の風下であ

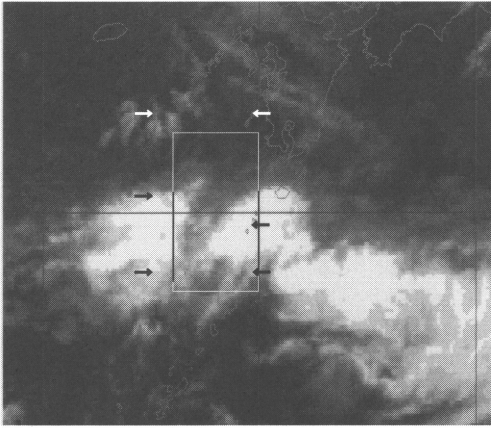
NHM01 2002.07.05 21:00 JST



第11図 2002年7月5日18時を初期値として1 km-NHMを3時間走らせた時の海面更正気圧と前10分間積算降水量の分布(室井ほか, 2003). 台風5号は朝鮮半島南西の海上にあって, それからのouter rainbandが福江島と九州の上空に2本見られた.

る甌島北東海上で最も活発であった(鈴木ほか, 2003). しかし, 降雨域が川内付近に到達した03時から04時までは落雷数は減少した. この降雨域の通過に伴う地上の電場変化は典型的な雷雨型をしていた. 観測された雨滴の電荷は, ライン状降雨域本体の通過前後に比べ, 直径4 mm程度の大きな雨滴が観測された頃に正の帯電が顕著であった(図略). 一方, 負に帯電した雨滴は強雨域の通過直後にやや増加したものの, 正に帯電した雨滴と比較すると, その電荷は小さく期間中はほぼ一定の値で推移していた.

G-IIによる航空機観測も行われた(村上ほか, 2003). 高度12.6 kmにおけるG-IIの航跡図を第12図に示す. これに沿って矢印で示した地点でドロップゾンデを投下しながら雲レーダ観測を実施した. その後東経130度線に沿って北緯29度と31度の間で, 高度12.6 km, 7.7 km, 3.5 km, 0.5 kmの4高度でレベルフライトを行い, 梅雨前線に伴う雲の熱力学, 風, 微物理的な構造を調べた. ドロップゾンデ観測の結果から, 下層2 kmで南側の高温・高湿な西～西南西の風と北側の相対的に低温・低湿な北西～北東の風が合流して



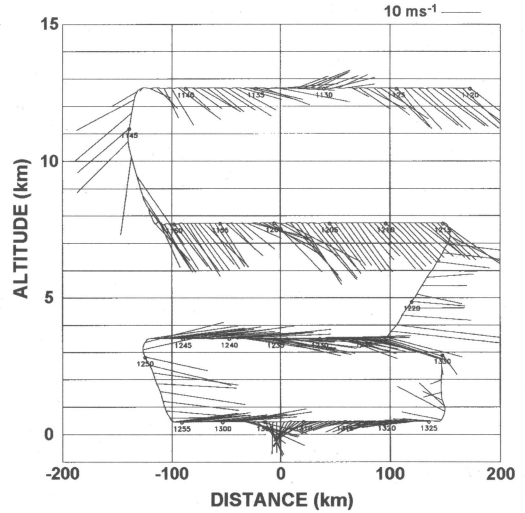
第12図 高度12.6 kmにおけるG-IIの航跡図(村上ほか, 2003). 矢印で示した地点でドロップゾンデを投下しながら雲レーダ観測をした。

対流雲が形成されたことが示された。気層の不安定度を示すCAPEは、南側で $2000\sim 3000\text{ m}^2/\text{s}^2$ 、北側では $500\text{ m}^2/\text{s}^2$ 未満であった。また、東経130度線に沿った鉛直断面観測(第13図)から、上・中層では概ね北西風である中で、下層3.5 km以下で南側の約 $20\text{ m/s}$ の西風と約 $10\text{ m/s}$ の北寄りの風との収束により対流が発達して下層の運動量を上空に輸送していることが見て取れた。気温と水蒸気量の南北勾配は下層で強く、相当温位に換算すると $10\text{ K}/200\text{ km}$ 程度であった。微物理的な構造として、高度12.6 kmでは層状の氷晶雲(数 $100\text{ }\mu\text{m}$ 以下の氷晶)、高度7.7 kmでは大部分が $1\text{ mm}$ 以下の降雪粒子からなり、所々上昇流の強いところで $0.2\text{ g}/\text{m}^3$ 程度の雲水を含んでいた。高度3.5 kmおよび0.5 kmでは最大で $0.7\text{ g}/\text{m}^3$ および $0.5\text{ g}/\text{m}^3$ 程度の雲水が存在し雲粒補足成長により雨滴が成長していた(図略)。

これらの観測結果から、今回観測した梅雨前線における降水形成メカニズムは、 $0^\circ\text{C}$ 高度より上方における氷晶過程(大部分の層状性の部分では昇華凝結成長、対流性の部分では雲粒捕捉成長が卓越)と、 $0^\circ\text{C}$ 高度より下方における雪粒子の融解によって生成された雨滴の雲粒捕捉成長であった。

#### 4. まとめ・議論

X-BAIU-01とX-BAIU-02の2つの梅雨期の九州・東シナ海における野外観測の概要およびその結果の速報を簡単に紹介した。X-BAIU-01については



第13図 東経130度線に沿った風の水平-高度断面図(村上ほか, 2003)。

QuikSCAT衛星による海上風、TRMMによる可降水量、エアロゾルの気象データ等の予報モデルに取り込まれないデータを用いて、 $5\text{ km-NHM}$ でメソ対流系が予報できなかった原因を探った。またX-BAIU-02については高密度なWP網を九州西海岸に展開してより詳しく擾乱の構造を調べようとしたが、まだ結論を出すまでに至っていない。

しかし、これまでの一連のX-BAIUの活動から、梅雨前線が温度に関する前線だけでなく水蒸気に関するものがあること(Moteki *et al.*, 2003)、寒冷前線の中におけるメソ対流系の詳細な振舞い(加藤ほか, 1999, 2000)、長崎ラインに関する解析・数値実験による発生のメカニズム(Yoshizaki *et al.*, 2000)、WPから見た甌島ラインの振舞い(手柴ほか, 2001)など、多くのことがわかってきた。

特にこれまでの研究成果がなくこのプロジェクトで大きく前進した点は、NHMが進歩して実際の状況でメソ対流系まで再現できるようになったことである。現在は地球シミュレータ上で広領域・高解像度のNHM(例えば、第11図では $1\text{ km}$ の水平解像度で $2000\text{ km}$ 四方の領域)を計算できるようになり、その成果には目を見張るばかりである。これまでの高層ゾンデ観測等による点的な観測や衛星による面的な観測に比べて、NHMの発展は3次元的情報を我々にもたらした。3次元的情報としてレーダー等もあるが、観測範囲や取れる情報(降水強度や一方向の風)が限られ

ていてまだ不十分である。その点、NHMの持つ情報はすべての領域ですべての気象要素を見ることができ、そうして、NHMの結果を詳しく見ることによって擾乱の立体構造やその時間発展、およびその感度実験から発生・発達メカニズムまで理解できるようになった。我々のプロジェクトではそうしたNHMの発展とうまく同期できたといえる。

しかし、そうしたことができるのはあくまで数値実験が正しく擾乱を再現する場合である。これまでの経験から、親モデルのRSM等が捉えることができる大規模な擾乱(メソ $\alpha$ スケール以上のスケールの擾乱)に伴うメソ対流系はうまく予想できることがわかった。しかし、親モデルが捉えられないような降水系は再現することはやはり難しい。その例として、この稿で紹介した2001年6月23日のメソ対流系のように、発生した方向が九州南西海上でデータがない場合には正しく予想することはできなかった。また、甌島ラインや長崎ラインのような地形性降水についてもRSMで捉えるには水平スケールが小さすぎて、NHMでもうまく再現することができないことが多かった。

こうしたことから、豪雨の発生を正しく予測するには、データの空白域(梅雨期は東シナ海や太平洋側)における物理量—特に下層の風と水蒸気—を正しくNHMに取り込む必要がある。また粗い格子の親モデルの初期値に入らない地形性降水のような場合もあるので、この対処も必要である。そのためにTRMMの可降水量、GPSやAqua衛星の水蒸気量などさまざまな観測データを同化してモデルの初期値をよくすることが必要である。さらに再び観測をすれば、機動観測が一つの形態でありうるだろう。これはNHMで擾乱を予測して通過点で待つというもので、ある期間ある所に滞在して擾乱を待つという従来のやり方とは異なる。そうした観測を支えるのに航空機やエアロゾンデのような足の速いものが必要となるが、やはり数時間スケールの現象であるメソ対流系を捉えようとするにはこうした観測が必要であろう。

## 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、気象庁観測船、福江測候所には観測に協力していただいた。また長島町役場と町田英志氏にも観測に協力していただいた。第11図には地球シ

ミュレータの結果を使わせていただいた。以上の機関や方々に心より感謝したい。またX-BAIU観測グループにはそのメンバーリストをあげて謝意を表したい。吉崎正憲・加藤輝之・永戸久喜・林 修吾・室井ちあし・高山陽三・小林隆久\*\*・足立アホロ・山内洋\*\*・笹岡雅弘・田中恵信・星野俊介・村上正隆\*\*・折笠成宏\*\*・森 一正\*\* (気象研究所)、菅野能明\*・林 和彦\*\*・金田昌樹・茂林良道\*\* (気象庁)、黒岩博司\*\*・大崎祐次\*\*・堀江宏昭\*\*・花土 弘\*・佐藤晋介\*・大内和良\*・亀井秋秀\*\* (通信総合研究所)、清水収司(NASDA)、石川浩治\*\*・田中 亮\*・田上浩孝\*・杉本智里\*\*・大縄将史\*\* (東京大学海洋研究所)、中川清隆(上越教育大学)、民田晴也・茂木耕作・中村綾子\*\* (名古屋大学地球水循環)、橋口浩之・河野直幸\*・川村誠治\*・手柴充博・和田英子・小澤雄一郎・親松昌幸・博野雅文\*\*・丸本雅人\*\* (京都大学宙空電波研究所)、柴垣佳明・宮本武志\*・池永大介\*・合田 健\*・倉爪美保\*\*・鮫島琢也\*\*・鳥居千愛\*\*・荒木孝輔\*\* (大阪電気通信大学)、鈴木賢士\*\* (山口大学)、川野哲也・田中達也\*\*・花田博之\*・渡辺啓倫\*\* (九州大学)、荒生公雄\*\* (長崎大学)、近藤里恵 (科学技術振興事業団)。なお、\*は2001年だけの参加、\*\*は2002年だけの参加を表す。

## 参 考 文 献

- 荒木孝輔, 2003: ウインドプロファイラー観測に基づいた梅雨前線近傍の降水システムの特徴, 大阪電気通信大学工学部通信工学科卒業論文, 43pp.
- 浅井富雄, 1990: 集中豪雨のメカニズムと予測に関する研究, 文部省自然災害科学研究費報告書, 458pp.
- 加藤輝之, X-BAIU-99観測グループ, 1999: 1999年6月29日福岡で豪雨をもたらした寒冷前線と下層ジェット強化機構(序報), 日本気象学会秋季大会予稿集, (76), 99.
- 加藤輝之, X-BAIU-99観測グループ, 2000: 1999年6月29日福岡で豪雨をもたらした寒冷前線と下層ジェット強化機構その2: 前線を構成するメソ対流系と前線内の降水セルの発達高度, 日本気象学会春季大会予稿集, (77), 277.
- Kato, T, M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU-01 observation group, 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01-Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations-, Submitted to J. Meteor. Soc. Japan.
- 気象庁, 1974: 梅雨末期集中豪雨研究報告, 気象庁技術



- 報告, (86), 454pp.
- 小林文明, 吉崎正憲, 柴垣佳明, 橋口浩之, 手柴充博, 村上正隆, WMO-02観測グループ, 2003: 冬季日本海メソ対流系観測-2002(WMO-02)の速報, 天気, 50, 385-391.
- Moteki, Q., H. Uyeda, T. Maesaka, T. Shinoda, M. Yoshizaki and T. Kato, 2003: Structure and development of two merged rainbands observed over the East China Sea during X-BAIU-99. Part I: Meso- $\beta$ -scale structure and development processes, Submitted to J. Meteor. Soc. Japan.
- 村上正隆, 森 一正, 折笠成宏, 黒岩博司, 民田晴也, 2003: 航空機による梅雨前線に伴う降水雲の内部構造観測(その2), 日本気象学会春季大会予稿集, (83), 184.
- 室井ちあし, 林 修吾, 永戸久喜, 加藤輝之, 荒波恒平, 石田純一, 吉崎正憲, 松尾敬世, 2003: 地球シミュレタ上での高解像度非静力学大気モデルシミュレーション, 日本気象学会春季大会予稿集, (83), 170.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1992: Multi-scale features of Baiu, the summer monsoon over Japan and the East Asia, J. Meteor. Soc. Japan, 70, 467-495.
- 鈴木賢士, 川野哲也, 吉崎正憲, X-BAIU-02観測グループ, 2003: 「X-BAIU-02期間中に観測された電気的活動」, 日本気象学会九州支部発表会講演要旨集, (24), 9-10.
- 武田喬男, 1999: 豪雨の形成過程のマルチスケール研究, 文部省科学研究費研究成果報告書, 450pp.
- 手柴充博, 柴垣佳明, 橋口浩之, 深尾昌一郎, 清水収司, 田中恵信, 永戸久喜, 吉崎正憲, X-BAIU-99観測グループ, 2001: 甌島で見られたライン状降水帯の内部構造, 日本気象学会春季大会予稿集, (79), 186.
- TREX 観測グループ, 1998: 九州南部豪雨観測実験報告, 天気, 45, 137-144.
- 吉崎正憲, 1999a: メソ対流系(I), 天気, 46, 783-790.
- 吉崎正憲, 1999b: メソ対流系(II), 天気, 46, 833-841.
- 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.
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arao, K. Manabe and members of X-BAIU-98 observation, 2000: Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan, J. Meteor. Soc. Japan, 78, 835-856.
- 吉崎正憲, 加藤輝之, 永戸久喜, 足立アホロ, 村上正隆, 林 修吾, WMO-01観測グループ, 2001a: 「冬季日本海メソ対流系観測-2001(WMO-01)」の速報, 天気, 48, 893-903.
- 吉崎正憲, 永戸久喜, 加藤輝之, 室井ちあし, 林 修吾, 足立アホロ, X-BAIU-01観測グループ, 2001b: 東シナ海・九州梅雨観測-2001(X-BAIU-01)の概況報告, 日本気象学会秋季大会講演予稿集, (80), 56.
- 吉崎正憲, 林 修吾, 加藤輝之, 永戸久喜, 室井ちあし, 足立アホロ, 荒生公雄, X-BAIU-02観測グループ, 2002: 東シナ海・九州梅雨観測-2002(X-BAIU-02)の概況報告, 日本気象学会秋季大会講演予稿集, (82), 188.
- 吉崎正憲, 永戸久喜, 林 修吾, 加藤輝之, 青梨和正, 村上正隆, 黒岩博司, 民田晴也, 2003: 「冬季日本海メソ対流系観測-2003(WMO-03)」の速報, 天気(投稿中),

## 略 語

CREST: Core Research for Evolutional Science and Technology, 戦略的基礎研究推進事業

GMS: Geostationary Meteorological Satellite, 静止気象衛星

IOP: Intensive Observation Period, 強化観測期間

NHM: Non-Hydrostatic Model, 非静力学モデル

RSM: Regional Spectral Model 領域スペクトルモデル

TRMM: Tropical Rainfall Measuring Mission, 熱帯降雨観測衛星

WP: Wind Profiler

X-BAIU: East China Sea (ECS)/Kyushu-BAIU, 東シナ海・九州梅雨特別観測

WMO: Winter MCSs Observation, 冬季日本海メソ対流系観測