

# 16 2004年6月9日に沖縄本島で停滞したメソ スケール降水域の構造解析

裁吉信（沖縄气象台）

## 1 はじめに

本稿では、2004年6月9日に沖縄本島で大雨をもたらしたメソ スケール降水域（以下メソ 降水域）の、内部構造と降水域の発生した環境場について、非静力学モデル（NHM）による再現実験と衛星雲画像等の実況資料を用いた解析結果を報告する。また、メソ 降水域による大雨の概念モデルについて考察する。

なお、本調査は管内 NHM 共同調査「NHM を用いた大雨の大外れ事例の構造解析と概念モデルの構築」の一環として行った。

## 2 2004年6月9日の気象概況

第1図に9日15時の地上天気図、第2図に9日18時の水蒸気画像を示す。沖縄本島の近海には梅雨前線が停滞し、台湾付近から北上する台風第4号からの暖湿流が梅雨前線に流入する、前線+台風という典型的な大雨パターンの場となっていた。また、本島の北西側上層には、偏西風トラフが強まりながらゆっくりと東進しており、本島はその前面の南西流場に当たっていた（第2図参照）。

第3図に那覇の9日09時の高層資料を示す。大気の成層状態をみると、900hPaから850hPaまで対流不安定、850hPaから700hPa間是对流安定、

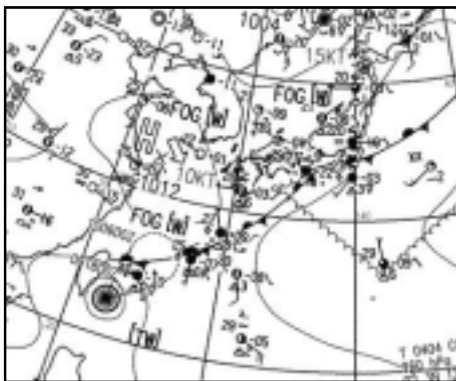
700hPaから530hPa間は中立、その上層は対流安定となっている。また、最下層を持ち上げた時の自由対流高度は約900hPa付近であり、CAPEは636J/kgである。

下層の対流不安定層の中で900hPa付近まで大気を持ち上げれば対流セルの発生は可能であるが、更に発達するには、上層に存在する安定層を突き抜ける力学的な力が必要となる。

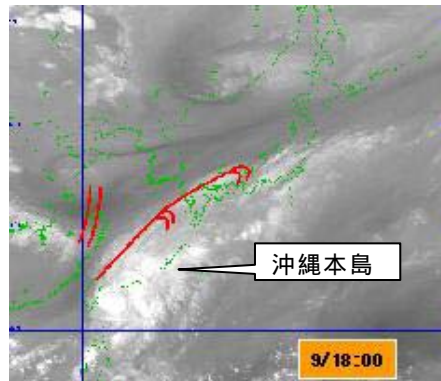
## 3 レーダーエコーの特徴

第4図に9日18時のレーダーエコー図を示す。沖縄本島近辺に停滞する梅雨前線に対応した東西数百kmに広がるメソ スケール降水域（以下メソ 降水域）は、南北100km程度の層状性メソ 降水域と南北50km程度の対流性メソ 降水域を含む階層構造を示している。

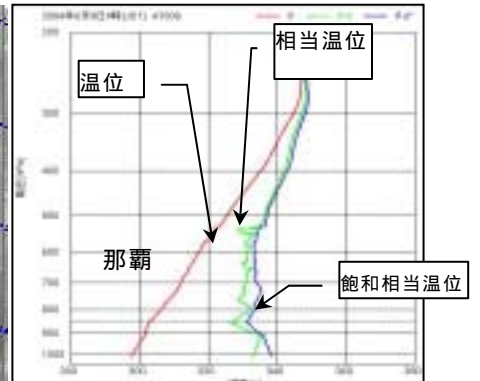
9日18時頃には、対流性メソ 降水域が本島中南部にかかり、那覇で1時間57mm、読谷で1時間52mmの非常に激しい雨が降った。また、この大雨により本島各地で土砂災害が発生した。なお、大雨ガイダンスでは、最大1時間降水量は20mm程度であり、大雨を予測していなかった。



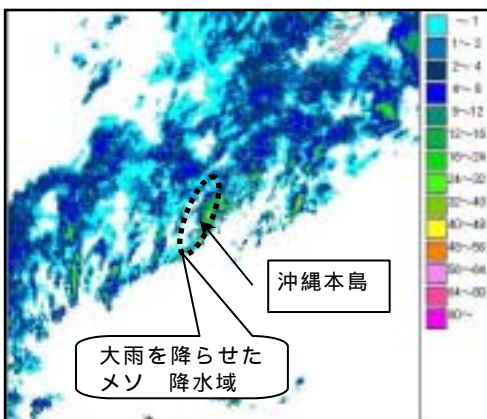
第1図 9日15時の地上天気図



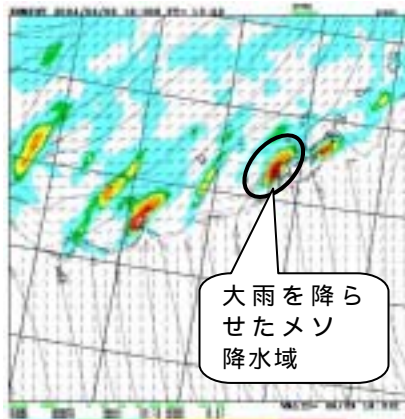
第2図 9日18時の水蒸気画像



第3図 9日09時の高層資料



第4図 9日18時の東部レーダーエコー



第5図 NHMによる9日18時の降水分布

#### 4 非静力学モデルによる再現実験

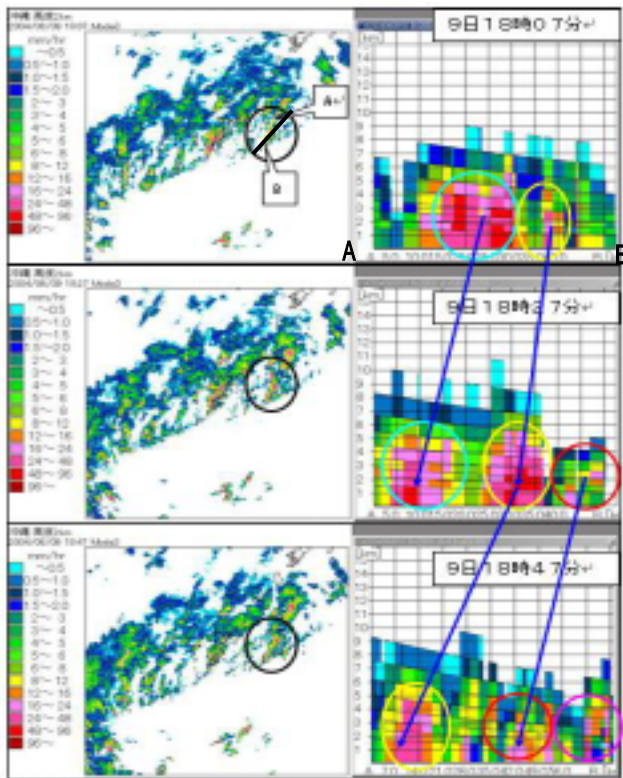
非静力学モデル (NHM) は、境界値 8 日 12Z、初期値 8 日 18Z、鉛直層 40 層、格子間隔 5km、氷相を含む雲物理過程を用いて計算した。なお、対流パラメタリゼーションは用いなかった。

第 5 図に 9 日 18 時の NHM による再現結果を示す。第 4 図の 9 日 18 時のレーダーエコー図と比べてみると、降水域の分布及び降水域の階層構造、並びに降水強度が良く再現されている。また、第 5 図の NHM 再現実験では本島中南部に 50 mm を超える大雨が再現されているが、これは本島中南部の那覇や読谷で観測された 50 mm を超える大雨と一致している。

#### 5 対流性メソ 降水域の内部構造と環境場の解析

次に対流性メソ 降水域の内部構造及び環境場について、NHM の再現結果と実況資料を基に解析した結果を報告するが、本論に入る前に解析の着眼点について述べる。

筆者は第 4 図のレーダーエコー図から次の 3 つの疑問をもった。その疑問とは、メソ 降水域は一見バックビルディング型の降水系に見えるが本当にそうか、なぜ、メソ 降水系は、間隔において発生しているのか、なぜ、メソ 降水域には無降水域が含まれているかである。以下ではこの 3 点に着眼した解析結果を報告する。



第 6 図 レーダーエコーとエコー強度鉛直分布図  
左図の黒円は注目したメソ 降水域で、A - B 線はエコー強度鉛直分布図の切り取り区域。  
右図の円はそれぞれ追跡した個々の対流セルを示す。

(ア) メソ 降水域はバックビルディング型かバックビルディング型降水系による大雨パターンとして、次の特徴が一般的に知られている。

「成層不安定の大気場において、下層での準定常的な収束域が存在し、そこで次々と発生した対流セルは発生・発達・衰弱の過程をふみ、中層風に流され風下へと移動する。このため、この降水系は長続きし大雨をもたらすことが多い。」

この特徴から、個々の対流セルで構成される降水域の水平規模は、対流セルの時定数 (寿命) と中層の水平風速により決定されることになる。

第 5 図を見てみよう。再現された対流性メソ 降水域は、北東風と南風の収束場で発生しており、その水平規模は南北約 40km である。また、NHM の再現実験から、この時の 700hPa 付近の風速は 25kt (時速約 45km) であり (図省略)、個々の対流セルの時定数を 1 時間とすると、メソ 降水域の水平規模は約 45km 程度になり、再現された対流性メソ 降水域の水平規模とほぼ一致する。

次に、第 6 図のレーダーエコー強度鉛直分布図で見てみよう。

エコー強度鉛直分布から、個々の対流セルの発生・発達・衰弱の過程がよく捉えられており、個々の対流セルが発生・発達・衰弱というライフステージを踏みながら、風上 (B 点) から風下 (A 点) へと移動しており、対流性メソ 降水域がバックビルディング型降水系であること示している。

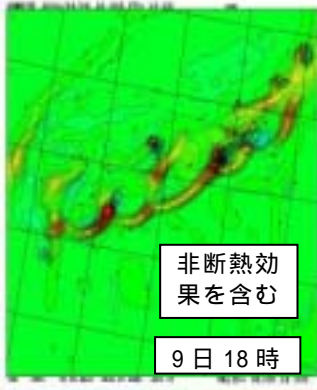
(イ) なぜ、対流性メソ 降水域は間隔において発生したか

この疑問については、シャープ不安定の理論から考えてみる。線形不安定理論によれば、水平シャープ不安定による最も成長率の大きい波長は水平シャープ層の幅の 6 から 7 倍程度である。

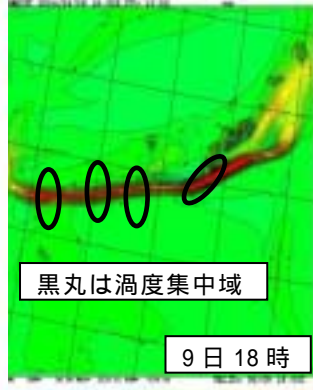
第 7 図に NHM で再現された地上の渦度の分布を示すが、シャープ層の幅の約 6 から 7 倍の間隔で渦度の集中が起こり、線形不安定理論から導かれる特徴を示している。また、渦度生成の原因として、水平風シャープと非断熱効果によるものが考えられる。そこで非断熱効果による影響をみるため、凝結過程・雲物理過程を除いたドライモデルでの感度実験の結果を第 8 図に示すが、非断熱効果を除いた場合でも非断熱効果を含む場合と比べ、顕著ではないが渦度の集中が現れており、感度実験の結果から次のことが推定できる。

「水平風シャープ不安定によりシャープ層の幅の 6 から 7 倍程度の波長で渦度の集中が起こる。渦度の集中した所では負の気圧偏差が生じ上昇流が強まる。シャープ層に流入した暖湿気塊により、渦度の集中した所で対流が活発化し凝結熱放出による非断熱効果で渦度の集中は更に強まる。」

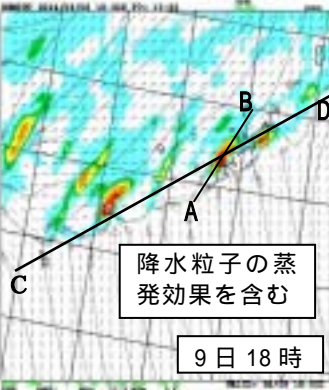




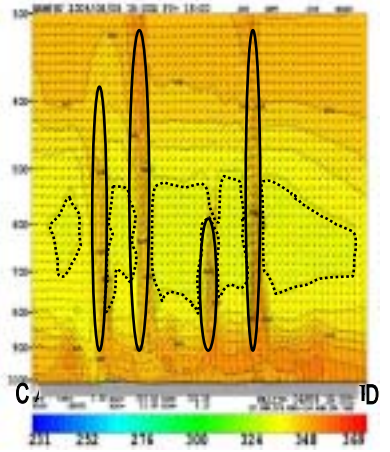
第 7 図 NHM 再現実験による渦度分布



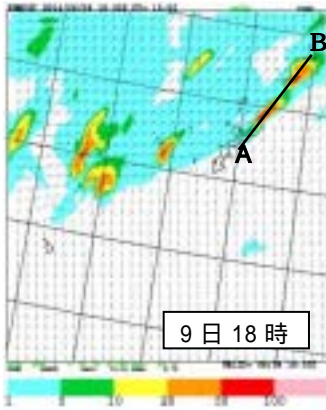
第 8 図 NHM のドライモデルによる渦度分布



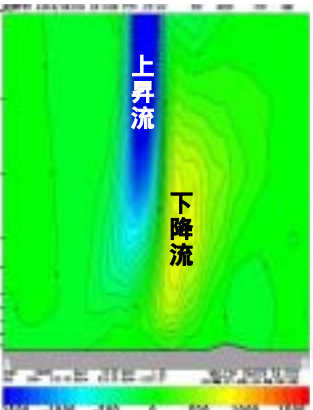
第 9 図 NHM 再現実験による降水分布



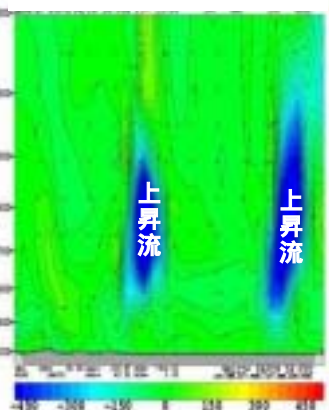
第 10 図 図 9 の C-D に沿った相当温位の鉛直分布  
実線は 345K 以上、点線は 333K 以下の相当温位



第 11 図 降水粒子の蒸発効果を除いた感度実験



第 12 図 図 9 の A-B に沿った鉛直 P 速度 (降水粒子の蒸発効果を含む)



第 13 図 図 11 の A-B に沿った鉛直 P 速度 (降水粒子の蒸発効果を除く)

内の浮力が強まり上昇流が強化されたと考えることができる。

### (ウ) なぜ、無降水域が形成されたのか

無降水域の発生メカニズムについて調べるため、第 9 図の C-D ラインに沿った相当温位の鉛直分布を第 10 図、乾燥空気の影響を調べるため、雨水、雲氷(雪、あられ)の降水粒子の蒸発効果を除いた感度実験の結果を第 11 図に示す。

第 10 図より、無降水域に対応して中層には低相当温位の空気が存在しており乾燥空気である。また、第 11 図の降水分布より、降水粒子の蒸発効果を除いた場合はメソ 降水域に無降水域は見られない。このことは、無降水域が降水粒子の乾燥空気中での蒸発により形成されたことを示している。

第 12 図は降水粒子の蒸発効果を含む場合、第 13 図は蒸発効果を含まない場合の鉛直 P 速度を示す。なお、第 12 図は第 9 図、第 13 図は第 11 図の A-B 線に沿った鉛直分布である。

第 12 図には降水粒子の蒸発冷却による強い下降流が見られるが第 13 図には見られない。また、対流セルの上昇流について見ると、蒸発効果を含む場合は、その強さは蒸発効果を含まない場合と比べて強く、上昇流の高度も上層まで達している。

このことは、乾燥空気内での降水粒子の蒸発効果が上昇流を強化したことを示しており、そのメカニズムとして、降水粒子の蒸発効果により、中層で気温低下が起こり、それに対応して対流セル

### 6 まとめ

梅雨前線に対応するメソ 降水域は、対流性メソ 降水域と層状性メソ 降水域を含む階層構造をもっていた。また、対流性メソ 降水域はバックビルディング型の降水系であり、水平風シャー線に沿って、シャー層の幅の約 6 倍から 7 倍の間隔をおいて発生していた。

NHM を用いた再現実験によるメソ 降水域の構造解析を行った結果、対流性メソ 降水域による大雨の発生メカニズムについて、次のように考えることができる。

対流性メソ 降水域の発達には、水平風シャー不安定による渦度の集中が直接的な要因として作用し、シャー層へ流入する暖湿気塊の非断熱効果は間接的な要因として渦度の集中を強化した。このため、渦度の集中した所では対流性降水が発達し、その他の所では層状性降水が発生した。

層状性降水域では、降水粒子が中層付近の乾燥空気内で蒸発した。その結果、中層で蒸発冷却による下降流が強まり、層状性降水域内に無降水域が形成された。また、層状性降水粒子による中層での蒸発冷却は、対流セル内の上昇流を更に強化した。その結果、対流セルは上層まで発達し大雨をもたらした。