

## 17 2006年5月31日の大東島地方における梅雨前線近傍での強雨

雑山浩秀、具志幸人（南大東島地方气象台）

### 1 はじめに

大東島地方が梅雨前線の近傍にあった2006年5月31日18時頃、南大東島において1時間に30mmを越える強雨が観測された。本調査では、気象庁静力学モデル（以下、JMANHMと称する）を用いて、この強雨をもたらす要因となった環境場の調査と、降水システムの再現を行った。なお、本調査は「管内NHM共同調査」の一環として行った。

### 2 実況の経過

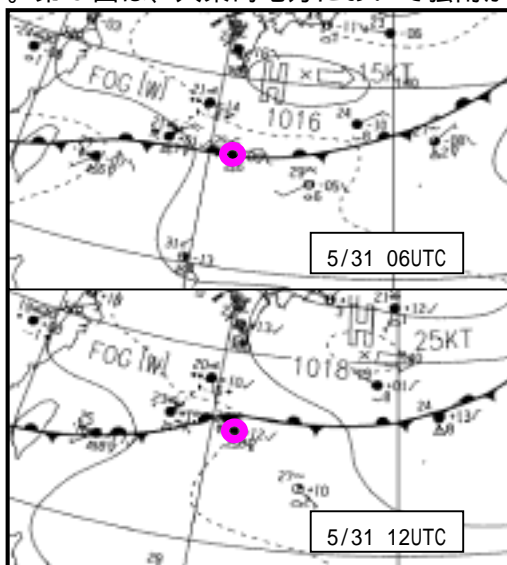
2006年5月31日の地上天気図（第1図）によると、梅雨前線が大東島地方近傍をゆっくりと北上していた。2006年5月31日18時頃、活発な対流雲が大東島地方を通過し、南大東島では18時58分までの1時間に30.5mmの激しい雨を観測した（第2図参照）。

### 3 計算結果と解析

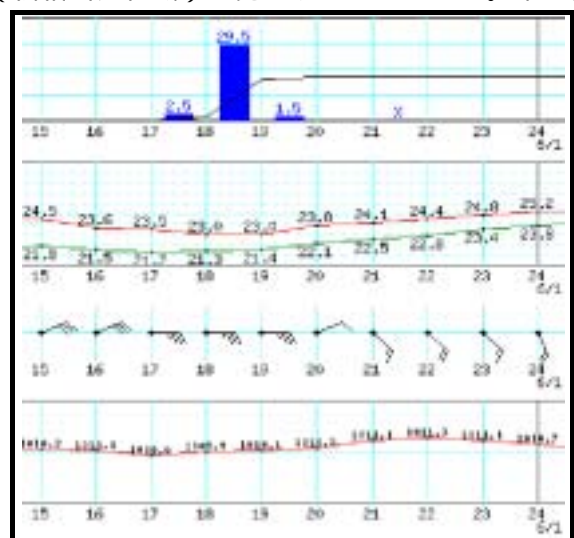
本調査におけるJMANHMの設定は、初期時刻2006年5月31日06UTC、格子間隔5km、格子数201×201×50であり、その他はデフォルトである。第3図は、大東島地方において強雨が観測

され始めた5月31日09UTCにおける衛星赤外画像、衛星可視画像、JMANHM計算結果（FT=03）レーダー画像である。計算結果では、A、Bで示された2本の降水帯が予想されている。大東島地方に顕著な降水をもたらした降水帯はBであると推測されるが、計算結果では未だ大東島地方に達しておらず、若干の位置ずれが見られる。降水帯Aに関しては、レーダー画像との比較から、計算結果が実況とよく一致していることが判る。降水帯Bに関しては、当地方がレーダーサイトから350km以上離れており、降水の捕捉が十分でないため、レーダー画像での検証が困難である。しかし、衛星可視画像、衛星赤外画像では、降水帯Bに相当する領域近傍にも対流雲が存在していることが確認できるため、降水帯Bの再現結果は概ね妥当なものであると判断される。

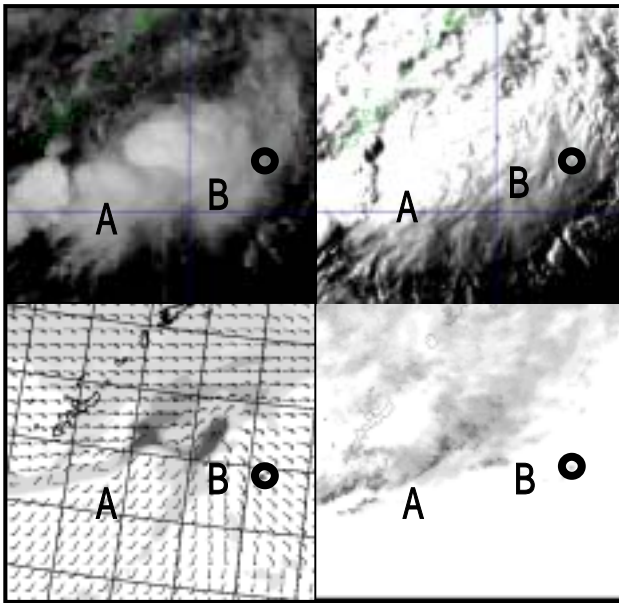
第4図によると、下層における湿潤大気の流入経路は2本（a、b）あり、降水帯A、降水帯Bに対応している。図5の衛星可視画像によると、Cuが多く散在している領域（Cu散在域）と、Cuが少ない領域（オープン域）があり、それぞれ相対的に湿った領域（高相当温位域）と乾燥した領域（低相当温位域）と見なすことができる。第4図



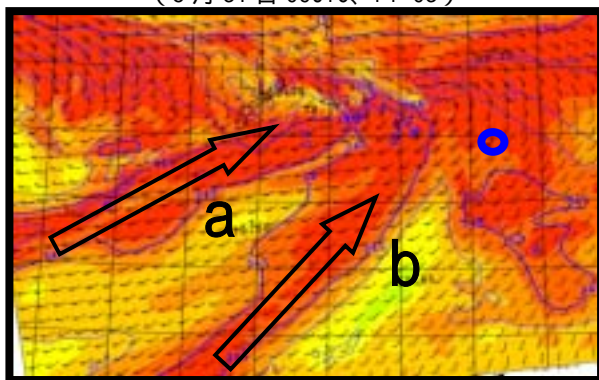
第1図 地上天気図（2006年5月31日06,12UTC）  
（円：南大東島地方）



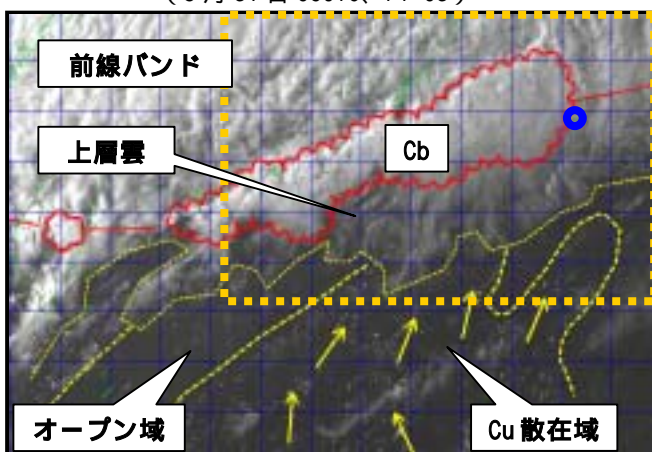
第2図 南大東島における降水量、気温、露点温度、  
風向風速、現地気圧の時系列変化  
（5月31日16～23時(JST)）



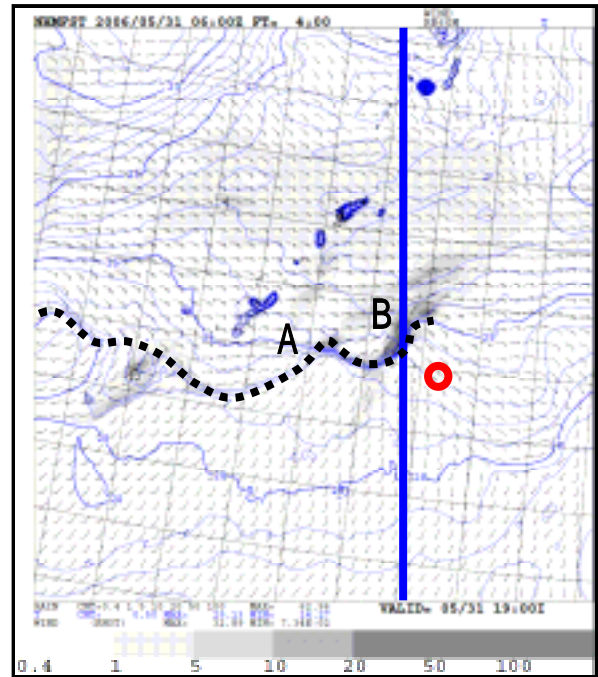
第3図 衛星赤外画像、衛星可視画像、  
JMANHM 計算結果（降水量、風）、レーダー画像  
（5月31日09UTC、FT=03）



第4図 900hPa 面相对湿度、相当温位、風  
（5月31日09UTC、FT=03）



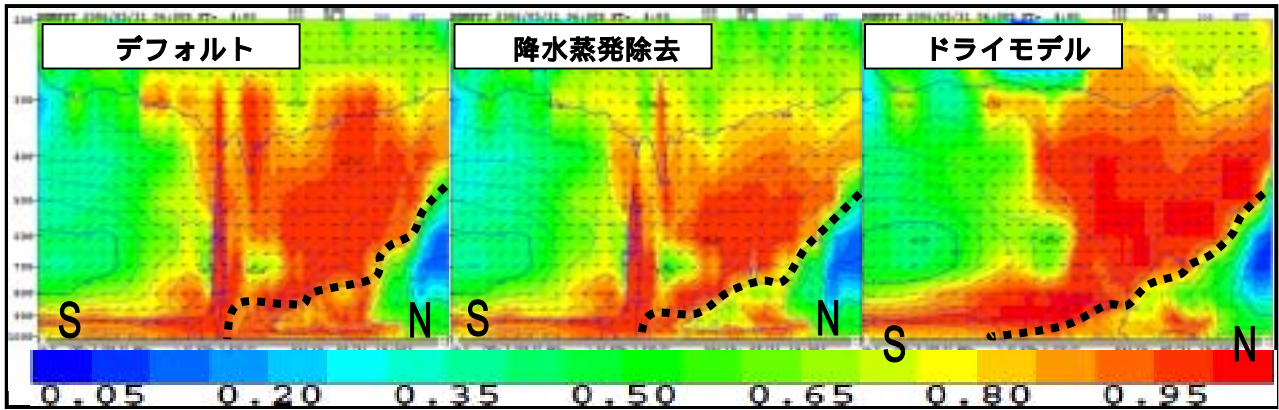
第5図 衛星可視画像（5月31日09UTC）  
（矢印：衛星風解析による下層風の風向、  
破線領域：第4図の領域）



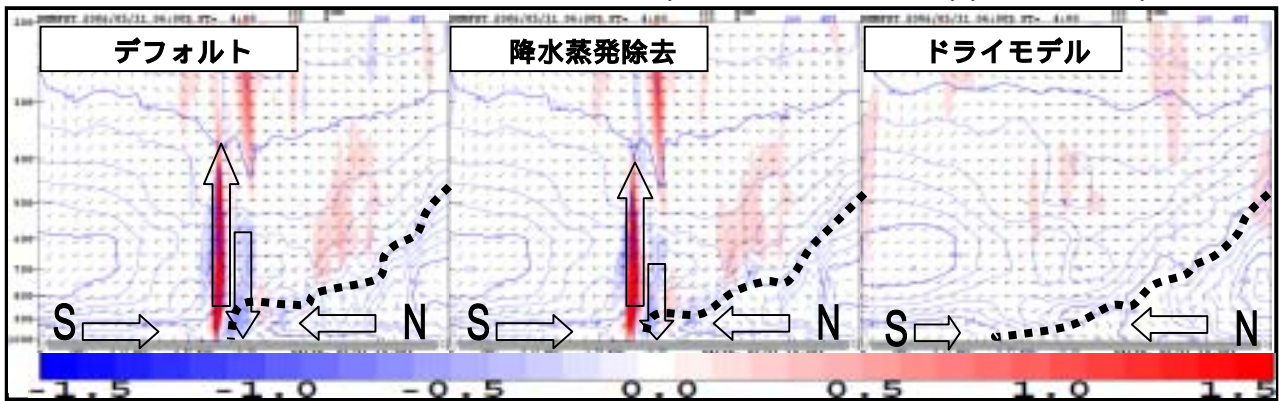
第6図 地上面気温、風、降水量  
（5月31日10UTC、FT=04）  
（実直線：第7,8図の南北断面線、  
破線：シャーライン）

の相当温位の分布は実況とほぼ合っていると判断される。第6図によると、大東島地方の北西海上に明確な風のシャーが存在し、等温線の集中帯となっているが、これが梅雨前線に相当する。降水帯 B を南北に切った断面図である第7図-、第8図- によると、前線面南側の下層 900hPa 以下には 345K 以上の高相当温位大気があり、前線面に南西方向から流入している。その上空には低相当温位大気が広がっており、これはサブハイの沈降場に対応している。一方、前線面の北側には 330K 以下の低相当温位大気が存在している。

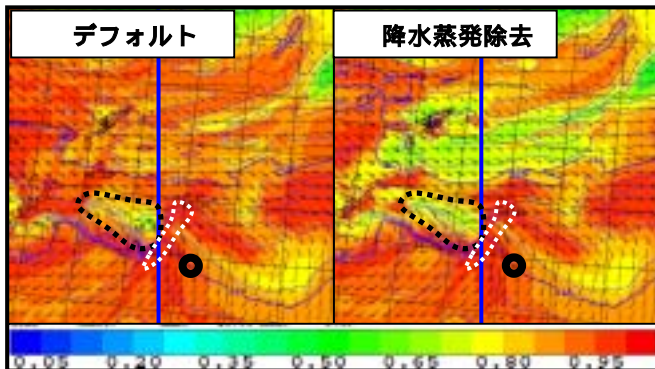
第8図- によると、地上前線の南側近傍には非常に顕著な上昇流があり、その北側にはやや強い下降流がある。ドライモデルを用いて凝結による潜熱と降水粒子蒸発を除去したところ、前線面近傍での鉛直流がほぼ消滅した（第8図- 参照）。更に、前線南側下層からの高相当温位大気の流入が弱まり、地上における前線の位置が大幅に南下し、前線面の傾斜が緩くなった。この結果から、本事例における降水帯形成の最も重大な要因は凝結による潜熱の放出であると推測される。



第7図 相対湿度、相当温位、風の南北断面図(5月31日10UTC、FT=04)(点線：前線面)



第8図 鉛直流、相当温位、風の南北断面図(5月31日10UTC、FT=04)(点線：前線面)



第9図 950hPa面相対湿度(5月31日10UTC、FT=04)  
(黒破線：下降流域、白破線：上昇流域、  
実直線：第7,8図の南北断面線)

降水粒子の蒸発のみを除去したところ、前線面の位置に大きな変化はなかったものの、実況に比べ上昇流が弱まり、北側の下降流領域がやや小さくなった(第8図-参照)。この下降流領域では前線面南側中層の低相当温位大気が下降しており、乾燥している(第9図- , 黒破線領域参照)。降水粒子蒸発除去の結果、この領域の相対湿度が低下した。このことから、下降流領域では降水粒子

の蒸発が起きていることが判る。よって、降水蒸発による大気冷却の結果、下降流が強化され、その影響により隣接する上昇流が強化されたものと推測される。なお、この下降流域形成の主要因は、激しい上昇流の補償効果と、降水粒子による大気引きずり降ろし効果であると推測される。

#### 4 まとめ

本調査事例において強雨をもたらす要因となった降水帯の形成過程は、以下のように推測される。

大東島地方近傍において、南西側の下層から流入した高相当温位大気が、北側の低相当温位大気と接触して上昇した結果、中層の低相当温位大気との間に形成されている対流不安定が顕在化し、対流雲が発達した。

激しい上昇流に対する補償の効果、降水粒子落下による大気引きずり降ろし効果により、中層の乾燥大気が下層へと下降した。この領域で降水粒子が蒸発した結果、大気が冷却され、下降流が強化された。その影響で上昇流が強化された。