

日本気象学会誌 気象集誌
第Ⅱ輯 第56巻 第4号 1978年9月

村上多喜雄：冬期における 200mb 循環とパロトロピック非線型エネルギー交換
 新田 勲：GATE 領域における積雲対流と大規模運動との相互作用
 吉住 禎夫：梅雨前線帯のジェット気流周辺における対流圏上部の2.5日周期の擾乱
 二宮 洸三：極東亜熱帯湿潤気候区の低気圧に伴う豪雨 (I)総観的特徴
 秋山 孝子：梅雨前線上に発達した中間規模擾乱に伴う対流性雨の mesoscale pulsation
 R. Van der Borghet・E.M. Agee：下から熱せられた湿潤大気層内の非線形対流
 武田喬男・藤吉康志：垂直レーダで観測した降水雲中の融解層付近の微物理過程
 南日俊夫・小西達男：大気中における乱れの速度と現象スケールとの実験式

要報と質疑

Chung-Muh Tang：連続モデルおよび多層モデルの傾圧不安定性
 近藤 洋輝：円柱をまわる順圧発散流の数値シミュレーション

冬期における 200mb 循環とパロトロピック非線型エネルギー交換

村上多喜雄 (ハワイ大学 気象学教室)

冬期 (12月—2月) における 200mb の風のデータから、渦度と発散の3年 (1970—72) 平均値を求めた。東支那海、フィリピン、南支那海、インドネシアの地域で 200mb 発散が大きい。これらの地域では冬期に雨が、200mb での発散流の中心はインドネシアに位置し、顕著な南北および東西の垂直循環を伴っている。フィリピン東部に中心を持つ高気性循環が見られる。

Saltzman が提案した、擾乱と平均帯状流、および波数間のエネルギー交換量を計算した。熱帯域 (14.8° S—14.8° N) では波数間の交換が擾乱-帯状流交換よりも顕著である。

擾乱の場を、時間平均場 (standing eddies) と変動場 (transient eddies) に分けて両者の間のエネルギー交換を計算した。全地域 (14.8° S—30.8° N) で、transient eddies が standing eddies からエネルギーを供給されていることが判った。

GATE 領域における積雲対流と大規模運動との相互作用

新田 勲 (東京大学理学部地球物理学教室)

積雲対流と大規模運動との相互作用を明らかにするために、GATE の Phase III のデータに、積雲による上昇流、下降流を取り入れた解析モデルを適用した。解析期間の平均では、背の高い雲と低い雲による mass flux が卓越し、中層に雲頂を持つ雲による寄与は小さい。積雲内上昇流の40~50%に相当する量の積雲内下降流が存在する。

積雲を背の高い雲、中位の雲、背の低い雲の3種類に大別し、それらの mass flux と、各レベルでの大規模平均上昇流との相関係数を計算した。背の高い積雲による mass flux の変動は、全層での平均上昇流の変動と高い相関関係を示す。一方、中位の積雲と平均上昇流の間には相関はなく、また背の低い積雲は、雲底付近の平均上昇流との間に相関を有する。背の高い雲による mass flux は、上部対流圏の大規模上昇流が最大となる時に最も大きな値を示すが、これはまた、下層の上昇流の最大が現われてから約6時間後に相当している。積雲内下降流が強く現われるのは、背の高い雲の活発な時に対応している。背の低い雲の mass flux は、下層の大規模水平収束の変動と負の相関を有し、水平収束の強い時期に低い雲は不活発となっている。

GATE 期間中、アフリカ大陸内部から東部大西洋域へ、波動擾乱が伝播することが知られているが、この波

動と積雲対流との関係を調べるために、波動に関する合成図を作成した。波動のトラフ付近で大規模上昇流の最大があり、背の高い雲の活動が最も盛んである。ここではまた、積雲内下降流が最も強く存在している。一方背の低い雲は、波動のトラフ付近では不活発でリッジ付近で逆に活発となっている。雲と雲の間には、数 mb h^{-1} の弱い下降流が存在し、この下降流は、背の低い雲の活発な所で他よりやや強くなっている。

梅雨前線帯のジェット気流周辺における対流圏上部の2.5日周期の擾乱

吉住禎夫（気象研究所）

1969年6月16日から23日の間、日本上空の対流圏上部で、等圧面高度、気温、風の2.5日周期の変動が見出された。この間実施された6時間間隔の高層資料に基づく解析の結果、この振動は、梅雨前線帯のジェット気流周辺に現われた、波長約4,000kmの弱い擾乱によるものであることが示される。

6時間毎の観測値に正弦波を適合させることにより取り出した周期変動を基に、擾乱の構造および運動エネルギーの流れを調べた。エネルギー変換の評価から、擾乱は傾圧波であることが示唆される。擾乱の運動エネルギーは、ジェット核下で位置エネルギーから、また、強風軸の北側で平均流の運動エネルギーから供給されており、ジェット核上方で位置エネルギーへ、また、南側で平均流の運動エネルギーへ変換されている。

極東亜熱帯湿潤気候区の低気圧に伴う豪雨

(I) 総観的特徴

二宮光三（気象研究所*）

1972年9月27日早朝、朝鮮海峡を通過した弱い低気圧に伴って九州南西部で豪雨が発生した。この豪雨に関する総観的特徴として；1）豪雨は比較的に一様な亜熱帯気団の内部かつ亜熱帯ジェット流の南方400~500kmの場所に発生した 2）豪雨発生直前に成層の不安定が現われたがそれは上・中層の気温下降（寒気移流）によらず、下層（900mb）の相当温位の上昇（暖・湿移流）によっている 3）高温高湿の熱帯気団—太平洋上のsubinversion layerにある一の北向の輸送は、太平洋亜熱帯高気圧の北西縁にみられる 4）豪雨期間は短かく、豪雨域は狭いが、その期間と場所は、低気圧と亜熱帯高気圧の相対的位置関係に関係していることが指摘

された。

本報告の解析結果に加え、既報の報告を引用し、極東亜熱帯湿潤気候区の豪雨発生の総観的条件と、北米亜熱帯湿潤気候区の severe storm 発生の総観的条件との比較も試みた。本質的に、豪雨は熱帯気団の侵入の条件下で起きる亜熱帯気団内の対流現象であるのに対し、severe storm は上層の寒冷トラフの南下の条件下で起きる亜熱帯気団内の対流現象である。

梅雨前線に発達した中間規模擾乱に伴う対流性雨の mesoscale pulsation

秋山孝子（気象研究所）

梅雨前線に発達した3箇の中間規模擾乱による降雨について、降雨強度の時間的変動の観点から、擾乱内の降雨分布を記述する。使用した主な資料は、九州地方の65雨量観測点の10分間降雨量、3地点のレーダPPI合成写真である。降雨は、10分間雨量の変動度および強度からみて、明確に2種に分けられる。すなわち、変動の大きい雨は強度の強い雨（ $> 2 \text{ mm}/10\text{min}$ ）であり、これを convective rain とする。一方、変動の少ない雨は強度も弱く（ $\leq 2 \text{ mm}/10\text{min}$ ）、これを continuous rain とする。

中間規模擾乱に伴うエコー分布は、一つのまとまりをもった波長約1,000kmの波動状エコー系として認識される。波動状エコー系の前面部（東側）および波頭部北側には、薄い層状エコーが広がっている。一方、波頭中心部からその南側 trailing portion はかけては、メソスケールに組織された対流性エコーが存在する。10分間雨量の変動からみた中間規模擾乱内の降雨分布も、エコー分布の特徴とよく一致している。すなわち、擾乱前面および北側の降雨は、continuous rain であり、中心部およびその南側から trailing portion にかけては、主に convective rain である。convective rain の領域は多降雨域でもあり、そこでの降雨の変動は、対流性雨の mesoscale pulsation として特徴づけられることを、スペクトル解析法によって客観的に明示した。

2種類の降雨 continuous rain（層状エコー）と convective rain（対流性エコー）は、それぞれの降雨地点の成層状態を調べることにより確かめられた。

以上の結果を、中高緯度の低気圧、wave depressionの降雨モデル（e.g., Browning・Harrold, 1969）と比較してみると、両者間の本質的な差は、強い対流性雨の mesoscale pulsation の有無にあるということが出来る。故に、この報告で得られた結果は、梅雨前線に発達す

* 現在気象庁電子計算室

る中間規模擾乱の降雨モデル作成に、重要な手掛りを与えるであろう。

下から熱せられた湿潤大気層内の非線形対流

R. van der Borgh (Monash 大学数学教室)

E.M. Agee (Purdue 大学地球科学教室)

この論文では、大気中の中規模セル状対流 (mesoscale cellular convection) を表わすため、非線形モデルの数値積分を行ない、その数値積分の結果を、温かい海流上に起こる対流セルの特性に関する観測結果と比較した。なお、モデルにおいて、大気層内の水蒸気量は変わり得るものとした。

垂直レーダで観測した降水雲中の融解層付近の微物理過程

武田喬男・藤吉康志

(名古屋大学水圏科学研究所)

垂直レーダを使って、1975年6月28日に名古屋で行なった、梅雨前線の北側に位置する降水雲の定量的観測を基に、融解層付近の微物理過程を調べた。その結果、移動するレーダエコーシステムにおいて、エコーの微細構造および微物理過程が異なる以下の3つの時間帯が見出された。

前線上の低気圧が名古屋の西南西約1000kmの位置にあった時間帯Aでは、融解層中で雪片の分裂が生じていたか否かは明らかではない。融解層より上空の領域では、氷の粒子が場所によっては蒸発しつつ落下していたと思われる。融解層より下では雨滴は蒸発を主に受けていた。低気圧が名古屋の南西約700kmの位置にあった時間帯Bでは、 0°C 高度以上にある氷の粒子が、同じよ

うな粒径分布を持っているのにもかかわらず、粒子のタイプが異なる為に融解層中での併合の激しさ(雪片の形成)に差が生じたものと考えられる。融解層より上では、過冷却水滴の付着および(または)氷の粒子同士の併合が生じていたと思われる。融解層より下の領域では、雨滴は、目立った成長も蒸発もせずに落下していた。低気圧が名古屋の南南西約500kmにあった時間帯Cでは、融解層中で雪片の分裂が生じていたと思われる。この時間帯では、時間帯Bとは逆に、 0°C 高度以上の粒子の粒径分布の差が併合の激しさに影響を与えていると思われる。融解層より上では、過冷却水滴の付着および(または)氷の粒子同士の併合が生じていたと考えられる。融解層より下では、雨滴は互いに併合を行なうか、または雲粒を捕捉していたと思われる。

大気中における乱れの速度と現象スケールとの実験式

南日俊夫・小西達男(気象研究所)

著者の一人、南日は、1964年、海洋において乱れの速度と現象のスケールとの関係式は、広い範囲についてはスケールの $1/3$ 乗ではなくて $1/6$ 乗に比例する事を見出したが、同じ関係が大気についても成立する事をたしかめた。

この結果は、大久保の拡散の実験式、 1.19 乗則を支持し、また、エネルギースペクトルは $-4/3$ 乗則、自己相関関数は $1/3$ 乗則が期待される。スペクトルの計算結果は $-4/3$ 乗則も $-5/3$ 乗則も同じようにみられたが、要は乱れの速度がスケールの $1/3$ 乗則、あるいは、 $1/6$ 乗則にのるかによるもので、狭いスケールの時は $-5/3$ 乗から $-4/3$ 乗則の範囲に、広いスケールに渡るものは $-4/3$ 乗則によると考えられる。