

第8章 発達期から成熟期におけるメソ β スケール 対流雲群内の循環と微細構造の時間変化*

8.1 はじめに

クラウドクラスターは、組織化された対流雲群によって構成されている。これまで、このようなクラウドクラスターの1つのタイプとしてスコールラインが様々な人によって研究されてきた (Houze, 1977; Zipser, 1977; Smull and Houze, 1985; Heymsfield and Schotz, 1985; Smull and Houze, 1987a)。スコールラインにも通常の動きの速いもの以外に動きの遅いもの (Houze and Rappaport, 1984)、マルチセルで構成されているものやスーパーセルで構成されているもの (Bluestein and Jain, 1985)、後面中層からの流入の強いものや弱いもの (Smull and Houze, 1987b) がある。また、ガストフロントの先端部で強い上昇流をもつもの (Chong *et al.*, 1987)、ガストフロント後方の上層で強い上昇流をもつもの (Roux, 1988; Chalon *et al.*, 1988) など、様々なタイプのものがある。

一方、ノンスコールのクラウドクラスターは、1個もしくは複数個のメソスケールの対流雲群によって構成されている。Leary and Houze (1979) は、個々のメソスケールの対流雲群はスコールラインと似た構造を持っていることを示した。また、メソスケール対流雲群の移動は各々異なっており、対流雲群の分裂・併合が起こることを示している。McAnelly and Cotton (1986) は、アメリカ中西部に発生する MCC について、メソ α スケールの MCC 内で、各種のメソ β スケールの対流雲群が生成・併合・分裂・消滅し MCC のライフサイクルを決めていることを示した。

日本付近においては、これまで主にノンスコールのクラウドクラスターの観測が行われてきた。Ogura *et al.* (1985) は、クラウドクラスターのステージによって、移動性の対流雲群と停滞性の対流雲群が存在し、後者は豪雨をもたらしたことを報告した。Akaeda *et al.* (1987) は、クラウドクラスター内の対流雲群の分布が、クラスター形成初期と後期で異なっていることを示した。Ninomiya *et al.* (1988a) は、メソ α スケールのクラウドクラスターがメソ β スケールの対流雲群によって構成されており、メソ β スケールの対流雲群の振舞いによってメソ α スケールのクラウドクラスターの振舞いに変化することを述べている。新しいメソ β スケールの対流雲群が古いメソ β スケールの対流雲群の前方に形成されるパターンと、後方に形成されるパターンがあり、前者は移動性のクラスター、後者は停滞性のクラスターに対応していることを示している。Ninomiya *et al.* (1988b) は、メソ β スケールの対流雲群のメソ γ スケールの特徴を調べ、クラウドクラスターのステージや、クラスター内の相対的な位置によって、寒気の広がりや周囲の風

* 担当：赤枝健治・横山辰夫

の場が異なっていることを示した。Iwasaki and Takeda (1989) は、海上においても停滞性のクラウドクラスターが存在することを示している。

これまで、このようなクラウドクラスターを構成するメソβスケールの対流雲群について、その成熟期における内部の循環に関する解析例は数多いが、成熟期に至る内部の循環の時間変化を調べた研究は数少ない。又、内部の循環の変化と、対流雲群の発達、移動の関係を調べた研究もほとんど見あたらない。本論文においては、メソαスケールのクラウドクラスターを構成するメソβスケール対流雲群の発達期から成熟期の微細構造と動きの時間変化について、ドップラーレーダーで得られた内部の循環の時間変化との関係を報告する。対象となるノンスコールクラウドクラスターは第6章で述べた不定形クラスターC18 (付録6.17) である。

8.2 一般場の特徴

1987年6月6日9時の地上天気図を図8.1に示す。沖縄周辺には、前線、低気圧等の擾乱は、存在していない点が特徴的である。沖縄は、日本南東海上に中心を持つ高気圧の周辺部に位置している。

図8.2は、那覇市上空における相当温位の時間変化を示したものである。この期間、下層と上層には相当温位の高い気塊が存在し、中層には相当温位の低い気塊が存在している。このような相当温位の分布は、熱帯での分布と似ている (Jordan, 1958)。中層の寒気の強さは、約1週間周期で強弱をくり返しており、6月6日周辺には、この2週間内でも比較的強い寒気が存在している。この寒気は、中国大陸上からゆっくりと南東進して来たもので、水平的には、1,000 km の広

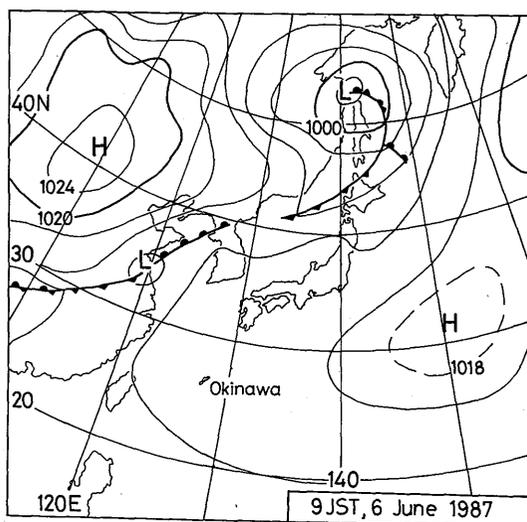


図8.1 1987年6月6日9時の地上天気図。

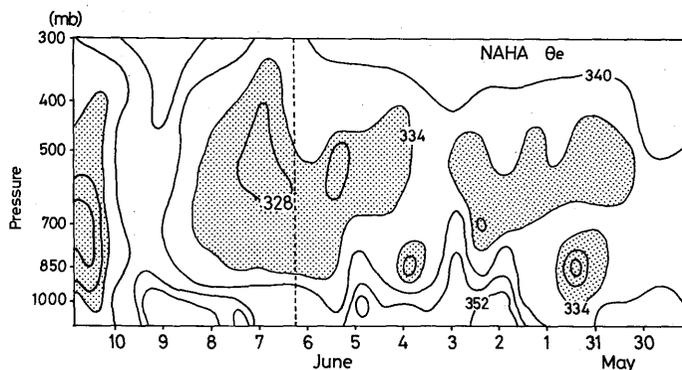


図8.2 5月29日から6月11日までの那覇上空での相当温位の時間高度断面図。相当温位の単位はK。ハッチした領域は、相当温位が334Kより低い領域。破線は、今回解析した対流雲群が発生した時刻を示す。

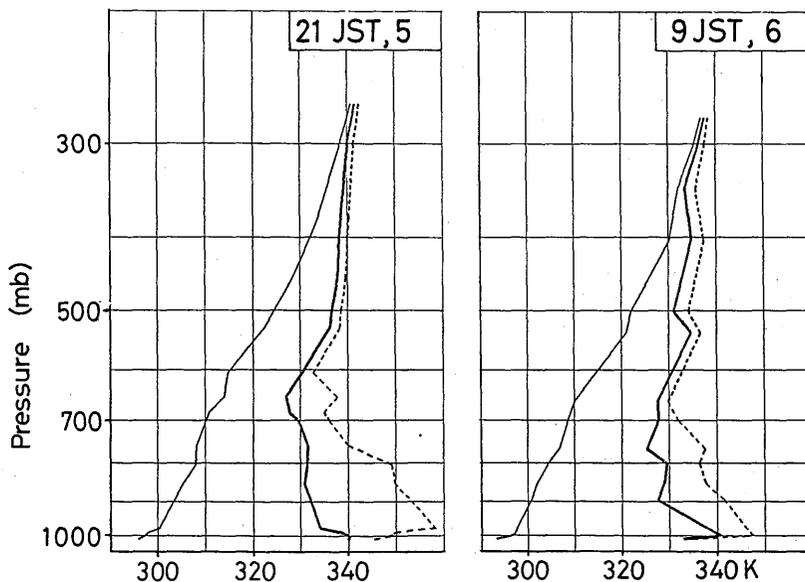


図8.3 対流雲群通過前（6月5日21時）と、対流雲群通過中（6月6日9時）の温位（細実線）、相当温位（太実線）、飽和相当温位（破線）の鉛直分布。

がりを持っていた。

図8.3は、対流雲群発生前（5日21時）と、対流雲群通過中（6日9時）における温位・相当温位・飽和相当温位の鉛直分布を示したものである。対流雲群発生前は、下層650mbレベル以下では、対流不安定（ $\Delta\theta_e/\Delta p=3.7K/100mb$ ）だが、地表付近の空気は750mbレベルまで上昇さ

せないといふ自由対流は生じない。これは、下層が比較的乾燥しているためである(1,000-800 mbの平均相対湿度は60%)。対流雲群通過中の相当温位の鉛直分布より、最下層1,000 mbレベル以下に湿潤で安定な寒気の薄い層が存在している。この寒気の上層には比較的乾燥した領域が700 mbレベルまで広がり、その上部に湿潤で安定な層が存在している。

対流雲群発生前(6日3時)と、対流雲群通過中(6日9時)における風の鉛直シアーを図8.4に示す。対流雲群発生前は、全体として右廻りで、中程度の強さのシアーである。下層から上層へのシアーベクトルは、西から東向きである。これに対し、対流雲群内の風の分布は、最下層で弱い東風、その上層に北西風、4 km以上では南風となり、高度と共に、風速は増加している。対流雲群内の高度5~8 kmの風は、周囲の3~4 kmの風と対応しているが、それ以外の下層風、上層風は、発生前の風のシアーのどのレベルの風とも対応していない。このことは、対流雲群内に、独自の風の循環が存在していることを示している。

8.3 対流雲群の概観

図8.5は、静止気象衛星ひまわりの赤外データから、1時間毎の T_{BB} 分布を描いたものである。6時30分には、沖縄本島周辺には、2個の小雲塊が観測されている。1つは、沖縄本島上空に存在

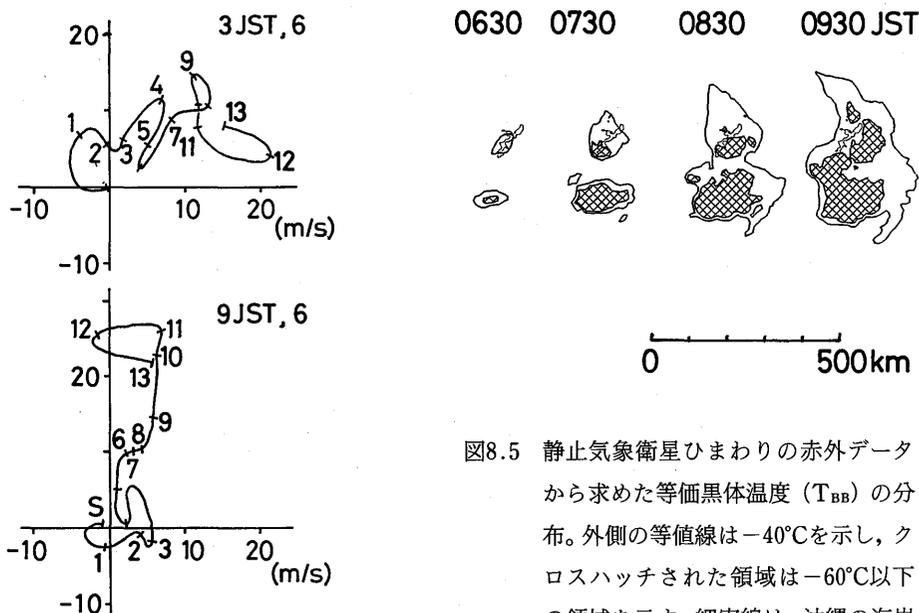


図8.4 対流雲群通過前(6月6日3時)と、対流雲群通過中(6月6日9時)の風の鉛直分布。

図8.5 静止気象衛星ひまわりの赤外データから求めた等価黒体温度(T_{BB})の分布。外側の等値線は -40°C を示し、クロスハッチされた領域は -60°C 以下の領域を示す。細実線は、沖縄の海岸線を示す。

する雲塊であり、他は、沖縄本島の南約 100 km の海洋上に存在する雲塊である。これら 2 個の雲塊は、ほぼ同じ時刻に発生し、発達を開始している。7 時 30 分までに、これら 2 個の雲塊は、おのおの発達し、 $T_{BB} - 60^{\circ}\text{C}$ 以下の領域も拡大している。南側の雲塊では、 -60°C 以下の領域が雲塊の中央部に存在しているのに対し、北側の雲塊では、 -60°C 以下の領域は、雲塊の南端に存在している点特徴的である。その後、両雲塊は、1 つの大きな雲塊にまとまり、北米で発生する MCC に相当する雲塊に発達している (Maddox, 1980)。この T_{BB} 分布より、メソ α スケールのクラウドクラスターは、南北 2 個のメソ β スケールの雲域から構成されており、今回解析を行った対流雲群は、北側のメソ β スケールの雲域に対応している。

図 8.6 は、八重岳レーダーによるエコーの水平分布の時間変化である。5 時 30 分頃、エコーが沖縄本島の西側に形成され始める。6 時には、これらのエコーは、島と同じ走向を持つ線状のエコーとなる。7 時には、強エコーの領域が拡大するが、線状エコー全体の位置は、ほとんど変化していない。これに対し、7 時以降 8 時までの間に、エコー全体は、線状から団塊状に変化し、強エコーの領域も、南東側に拡大した。その後、強エコーの領域は、その面積をほぼ保ちつつ、東へ移動した。

図 8.7 は、この強エコー領域の面積の時間変化を示したものである。6 時から 8 時の間は、強エコー領域の面積は、時間とともに増加しているが、それ以降は、ほぼ一定の面積に保たれている。図 8.8 は、強エコー領域の先端部の位置を 30 分毎に示したものである。6 時から 7 時の間は停滞性で、先端の位置はほとんど変化していない。これに対し、7 時以降先端は東向きに移動を開始する。7 時から 8 時の間の移動速度は 4 m/s だが、8 時以降は 7 m/s の速度で東進している。これらのことから、次章では、線状で停滞性の 6 時から 7 時の間を発達期、団塊状でゆっくり東進する 7 時以降を成熟期に分けて扱うことにする。

図 8.9 はドップラーレーダー上空の反射強度と那覇での 10 分間降水量の時間変化、及びドップラーレーダー上空のドップラー速度の時間変化を示したものである。図 8.6 より、今回の対流雲群は、ドップラーレーダー上空を通過し、特に、7 時から 8 時の間は、強エコー領域がドップラーレーダー上空を通過している。図 8.9 より、7 時 10 分から 7 時 20 分の 10 分間に 80 mm/h の強雨が続き、この時刻に強い対流の中心が上空を通過したと考えられる。また、この前後の時間帯でも $20\sim 40\text{ mm/h}$ の降雨が約 1 時間半続いている。また、ドップラーレーダーサイトから南東に 8 km 離れた糸数においては、7 時 20 分から 8 時 20 分の 1 時間に 120 mm の降雨を記録している。レーダー反射強度の分布から、エコー頂は約 $13\sim 15\text{ km}$ に達している。7 時から 7 時 20 分の間エコー頂が低下しているのは、地上付近の激しい降雨のため、レーダー電波の減衰によって、上空のエコーが見えていないためだと考えられる。融解層の存在を示すブライトバンドは、存在していない。図 8.9 より、この対流雲群内での上昇流・下降流の分布には、次のようないくつかの特徴的な領域が見い出される。

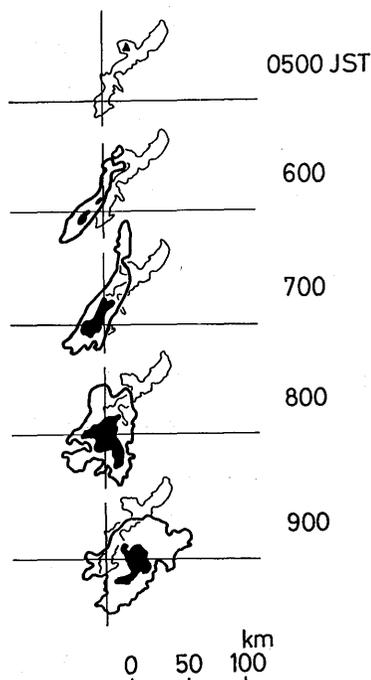


図8.6 沖縄開発庁のレーダーで得られた、1時間毎のレーダーエコー分布。外側の等値線が20 dBZの反射強度を示し、黒い領域は45dBZ以上の反射強度をもつ領域を示す。最上図の▲印が、沖縄開発庁の八重岳レーダーの位置を示し、各図の十字の中心が、気象研究所のドップラーレーダーの位置を示す。細実線は、沖縄の海岸線を示す。

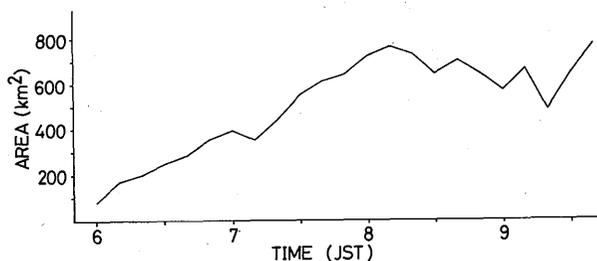


図8.7 沖縄開発庁のレーダーで得られた、対流雲群内の45 dBZ以上の反射強度をもつ領域の面積の時間変化。

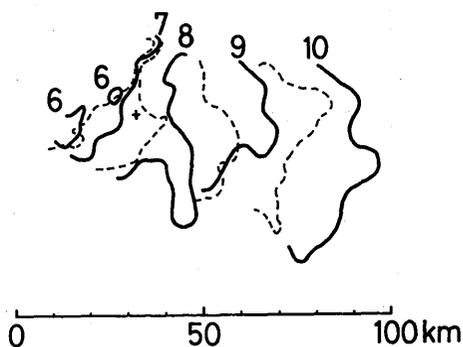


図8.8 沖縄開発庁のレーダーで得られた、対流雲群内の45dBZ以上の反射強度を持つ領域の先端部の動きを30分毎に示す。十字の中心が、気象研究所のドップラーレーダーの位置を示す。

(1) 20 m/s を越える、強い上向きのドップラー速度が、7時10分から7時37分の高度8~13 km に存在している。特に、最大で28 m/sのドップラー速度が、7時25分の高度11 km に記録されている。雪の平均落下速度を1 m/s と考えると、最大で29 m/sの上昇流が存在していたと考えられる。

(2) 10 m/s を越える強い下向きのドップラー速度が、7時から8時の高度1~5 km に存在して

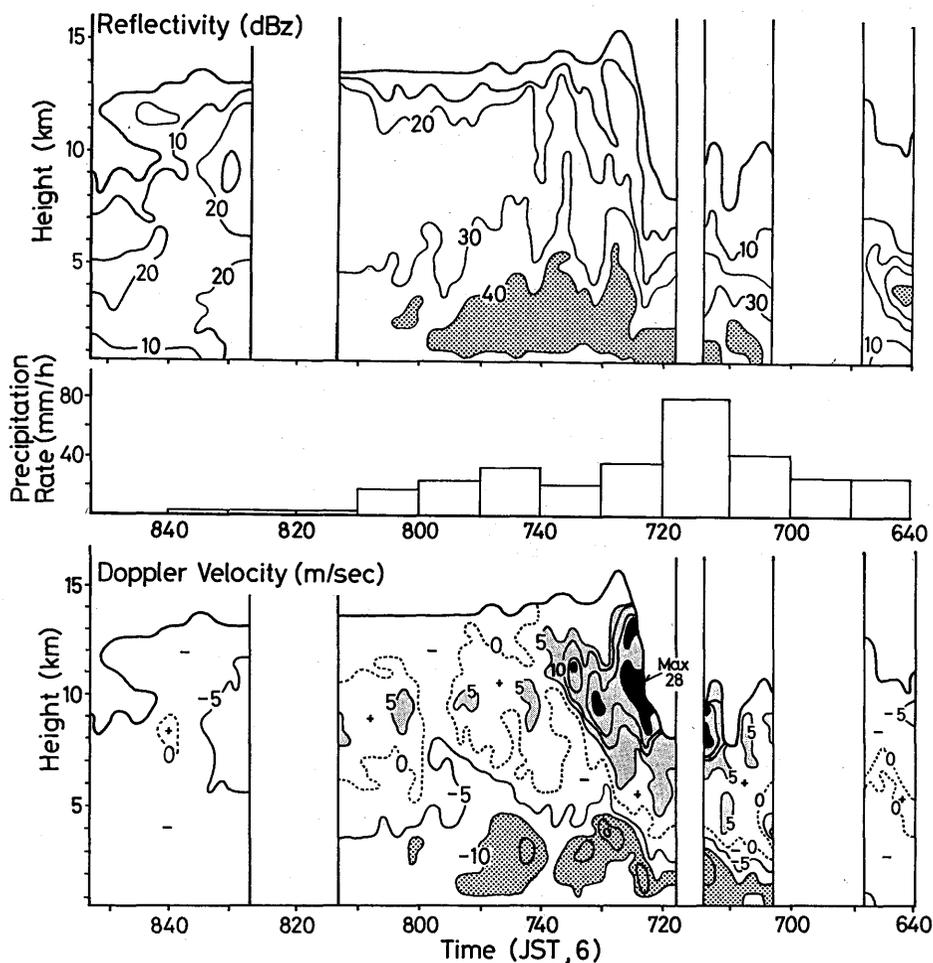


図8.9 上段は、気象研究所のドップラーレーダーで得られた、レーダー上空の反射強度の時間高度断面図。等値線は10dBZ毎に引かれており、40dBZ以上の領域はハッチされている。中段は、沖縄気象台における10分間降水量。下段は、気象研究所のドップラーレーダーで得られた、レーダー上空の鉛直方向のドップラー速度の時間高度断面図。正の値は、レーダーから遠ざかる速度（上向き）を示し、負の値は、レーダーに近づく速度（下向き）を示す。等値線は5 m/s 毎に引かれており、破線は0 m/s の等値線を示す。黒い領域は20m/s 以上の領域、薄いハッチは5 m/s 以上の領域、点々によるハッチは-10m/s 以下の領域を示す。

いる。雨滴の最大落下速度は9 m/s であり、この領域が雨滴のみで構成されていると仮定すると、下降流の存在する領域を示していることになる。一方、直径1 cm 以上の雹が存在した場合その落下速度は、9 m/s を越える (Auer, 1972)。今回のケースでは、地上での降雹は報告されていないが、レーダー反射強度は50 dBZ を越える値が観測されており(図8.11)、雹の存在を否定するこ

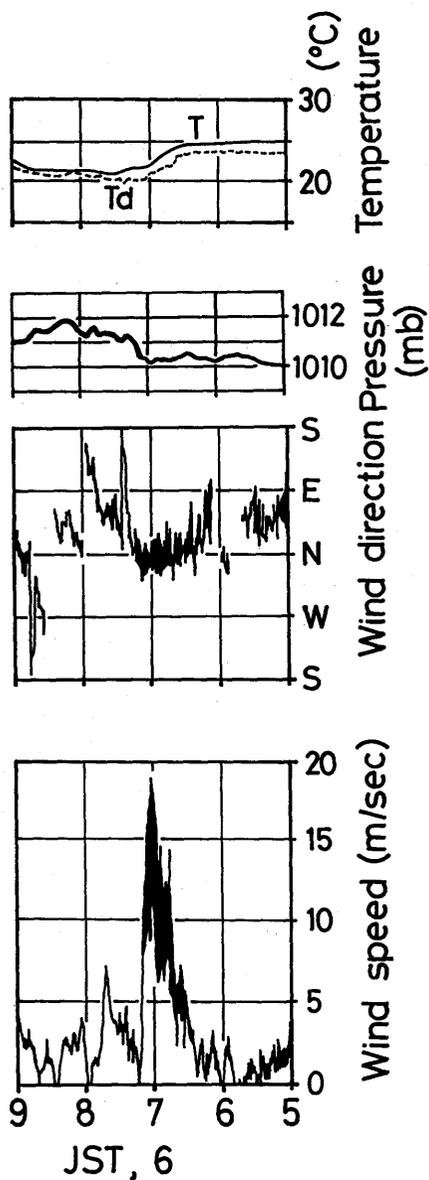


図8.10 沖縄気象台における対流雲群通過前後の各種地上気象要素の時間変化。

とはできない。10 m/sec を越える下向きドップラー速度が、直径 1 cm を越える雹の存在を示している可能性もある。今回の観測データだけでは、これらの可能性から結論を出すことはできない。

- (3) 7時40分から8時15分の高度 10 km 付近に、10分周期で上向きドップラー速度が 5

m/s を越える領域が存在している。周期性が、はっきりしている点、ドップラー速度の値が、どの領域も 5 m/s 以上と、比較的大きな値である点が、興味深い。

図 8.10 は、沖縄气象台における、地上気温、露点温度、気圧、風向、風速の時間変化を示したものである。これらの地上要素は、スコールライン通過時によく見られる変化と似ている (Ogura and Liou, 1980)。但し、北米中西部での地上要素の変化 (Heymsfield and Schotz, 1985) と比較すると、地上気温の低下が 3°C であり小さい。那覇で強雨が始まる直前の 7 時に、19 m/s の北風のガストが記録されているが、ガストの直前・直後での風向は変化していない。強雨の始まりに対応して、数 mb の気圧の上昇が見られる。

8.4 各ステージの特徴

6 時 24 分から 8 時 11 分の間約 30 分毎のドップラーレーダーで得られた対流雲群の北西-南東方向の鉛直断面を図 8.11 に示す。また、沖縄開発庁のレーダーで得られた、6 時 10 分から 8 時 50 分の 10 分毎のエコー水平分布を図 8.12 に示す。

8.4.1 発達期

図 8.11 の 6 時 24 分の断面図に着目すると、エコー強度の断面より、-6 km 付近に中心を持つ、エコー頂 14 km の対流エコーが存在していることが分かる。アンビル雲は、この対流雲から南東方向に 15 km 延びており、この方向は図 8.4 にみられる高度 12 km を中心とする西風と対応している。ドップラー速度の断面図より、地上付近には、距離 -7 km の地点に $2.7 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の弱い発散場、距離 -4 km の地点に弱い収束場が見られる。この発散場は、強い降水による下降流にともなう気塊が地上付近で水平方向に発散したもの、収束場は、この発散流と南東からの一般風によって形成されたものと考えられる。

一方、対流エコーの上層にあたる距離 -8 km、高度 12 km 付近に、25 m/s に達する正のドップラー速度域が存在している。この正の速度域は、対流雲に伴う強い上昇気流の領域を示していると考えられる。

上昇域は地上付近の距離 -3 km から、高度 12 km の距離 -8 km へと北西へ傾いており、この傾きは、一般風のシアアの風上側に傾いた構造になっている。このように、この時刻では、対流雲に伴う上昇流・下降流が卓越した循環となっている。

6 時 47 分での断面は、対流エコーの中心部を通過していないため、6 時 24 分ほど強い上昇流に相当するドップラー速度は観測されていない。しかし、6 時 24 分に比べると対流雲群に、北西側中下層 4 km から流入する流れがはっきりとし始めている。

図 8.12 より、6 時 10 分から 6 時 50 分の線状が、はっきりしている時間帯では、対流雲群は、

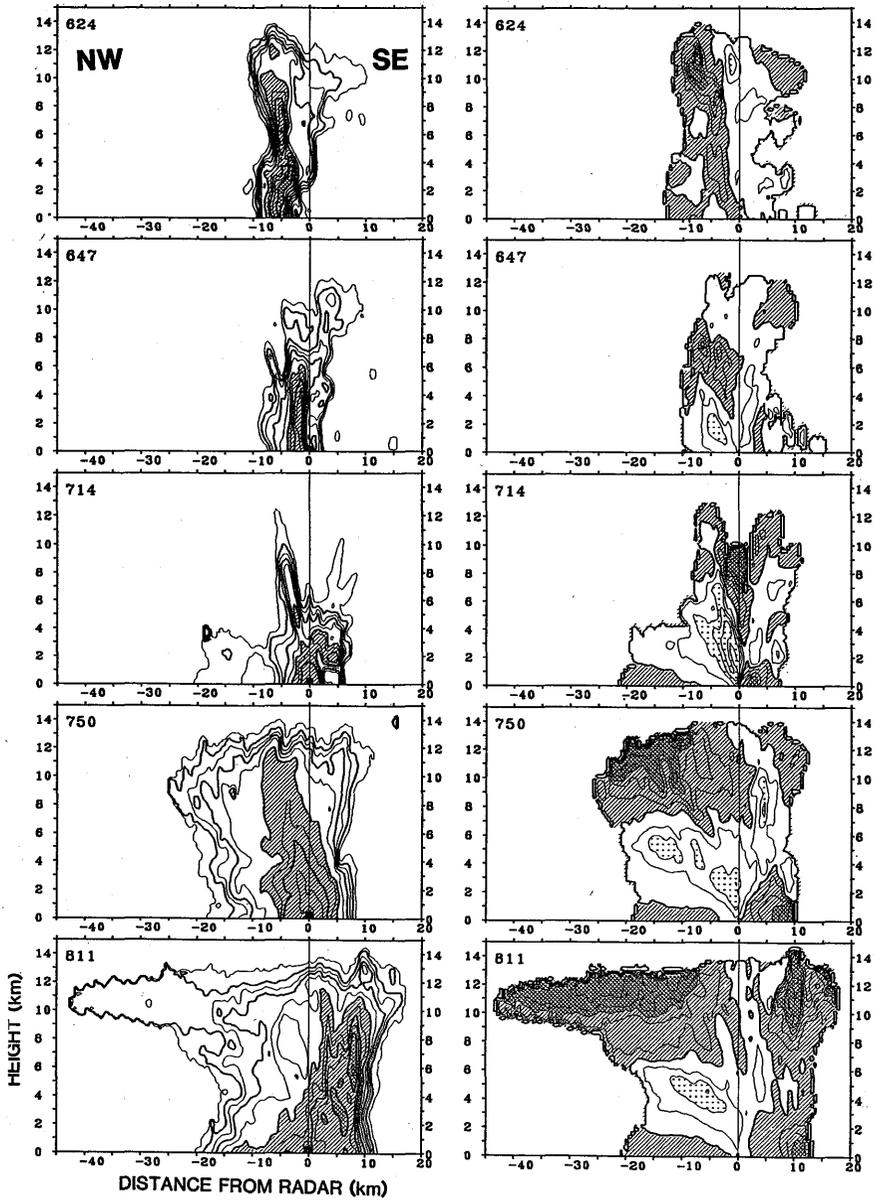


図8.11 気象研究所のドップラーレーダーで得られた、6時24分から8時11分間の約30分毎の反射強度(左列)と、ドップラー速度(右列)の断面図。6時24分と6時47分の図は、左側が方位角325°、右側が方位角145°を示し、7時14分、7時50分、8時11分の図は、左側が方位角315°、右側が方位角135°を示す。反射強度の等値線は5 dBZから5 dBZ毎に引かれており、斜線領域は30dBZ以上の領域を示す。また、ドップラー速度の等値線は、0 m/sを中心に5 m/s毎に引かれており、斜線領域はドップラー速度が正の領域(レーダーから遠ざかる速度)を示す。クロスハッチは、15m/s以上の領域、点々のハッチは-10m/s以下の速度域を示す。

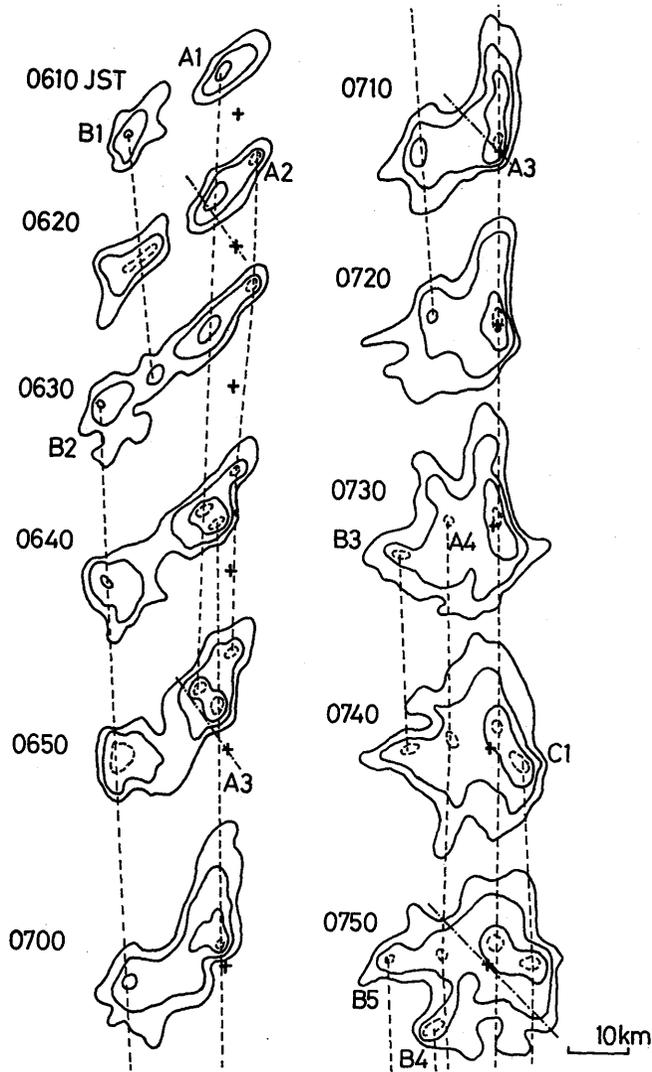


図8.12 沖縄開発庁のレーダーで得られた、10分毎のレーダーエコーの分布。実線の等値線は、45dBZから5 dBZ毎に引かれており、破線の等値線は、その間の任意の値における等値線である。各図の中の十字の印が、気象研究所のドップラーレーダーの位置を示す。また、一点鎖線は、図8.11の断面に対応した位置を示す。

2種類のセルから構成されていた。即ち、北東側の停滞性のセル（以下Aタイプと呼ぶ）と、南西側の移動性のセル（以下Bタイプと呼ぶ）である。Aタイプのセルは発生後、その位置をほとんど変えず、A1からA3への入れかわりのように南東側に新しいセルを形成することもあるが、

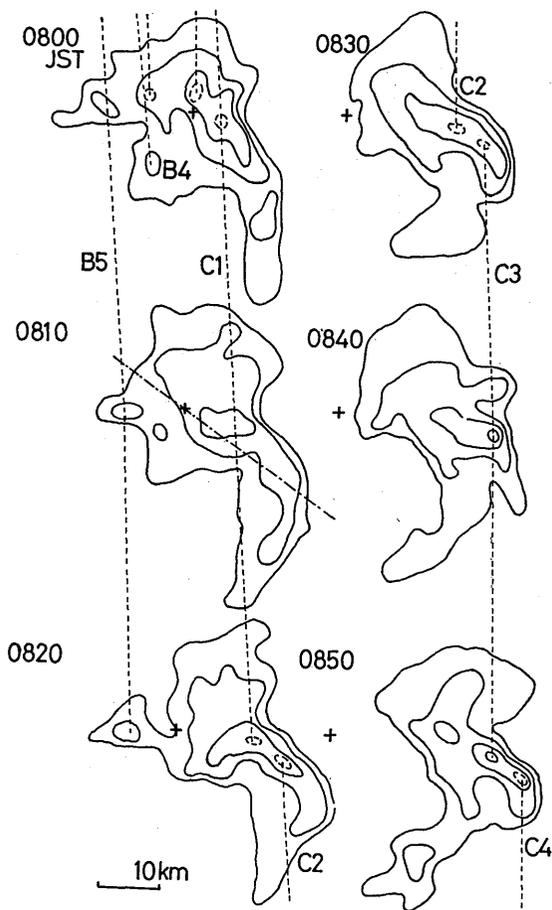


図8.12(つづき)

新しいセルの形成は規則的ではない。これに対し、Bタイプのセルは発生後、約5.5 m/sの速度で北東方向に移動し、北東方向に移動した後、既存のセルの南西側に新しいセルが発生するという過程をくり返している。このように、発達期において、対流雲群全体が停滞性を示していたのは、この対流雲群が北東側の停滞性セル群と北東に動きながら南西側に新しいセルを形成するセル群によって、構成されていたためである。図8.11の6時24分の断面は、セルA1の北西—南東方向の断面に相当している。

7時頃、対流雲群の中央部に位置するセルA3が、ゆっくり南東方向に移動を開始し、全体の形状も線状から中央部が南東に突き出したV字型へと変化する。このセルのA3の南東方向への移動は、図8.11に示したように対流雲群に北西方向の中層から組織的な流入が始まる時刻と対応している。

8.4.2 成熟期

図8.11より、7時14分の断面図においては、対流雲の中心がレーダー上空に存在するため降水強度は80 mm/hに達し、エコー強度の分布はレーダー電波の雨滴による減衰によって不規則になっている。ドップラー速度の分布から、レーダー上空では、4 km以上の高度で上向きのドップラー速度(特に高度9 kmには、25 m/sの上向きのドップラー速度)が見られる。また、4 km以下では、下向きのドップラー速度になっており、その値は高度2 kmで最大で15 m/sに達している。6時47分頃から顕著になりつつある北西側中層から対流雲群への流入は、さらに顕著になっている。また、7時14分のドップラー速度の分布の中で特徴的なことは、地上の距離2 kmに南東へ向かう20 m/sに達するガストフロントが存在していることである。ガストフロントは、7時以前のドップラー速度の分布には、どの場所にも見いだすことができなかつたものである。対流雲群全体の流れがレーダーによってとらえられた7時50分以降の流れの特徴は、発達期初期(6時24分)の対流スケールの上昇流・下降流が卓越した循環に対して、個々の対流雲スケールより大きいメソスケールの流れが卓越していることである。7時50分の断面図より、対流雲群内の流れは、3層構造を示している。即ち、下層、上層での流出と、中層での流入である。これらの流れの場の特徴は、スコールライン内にみられる流れの場と類似している(Houze *et al.*, 1989)。

i) 下層の流れ

下層での流出は、特に前面(南東側)に向かう流れが顕著であり、先端部では、25 m/sを越える流れとなっている。下層後面(北西側)に向かう流れも存在するが、強さは、5 m/s未満である。

ii) 中層の流れ

中層では、前面・後面いずれの方向からも流入が認められるが、特に、後面からの流入が、特徴的である。流入は、高度2~7 kmの厚い層で起きており、最大で10 m/s程度である。

iii) 上層の流れ

前面・後面への流出が存在するが、後面への流出は、強い場所で25 m/sを越えている。7時50分の時点では、この流出に起因するアンビル雲の広がりには、はっきりしないが、8時11分では、対流雲群後方に数10 km延びたアンビル雲が形成されている。上層での一般風は、西風であり、これらのアンビル雲は、一般風に逆らう方向に延びている点は興味深い。また、アンビル雲の下には、ブライトバンドを伴う層状性の降雨域は形成されていない。一方、対流雲群前方に延びるアンビル雲は図8.11では顕著ではない。これはレーダーの東側に存在する強い対流雲によるレーダー電波の減衰のためであると考えられる。

図8.12より、成熟期に入った後も、停滞性のAタイプ、北東進するBタイプのセルは発生しているが、7時40分頃より、新しくCタイプのセルが発生するようになる。このセルは、既存の

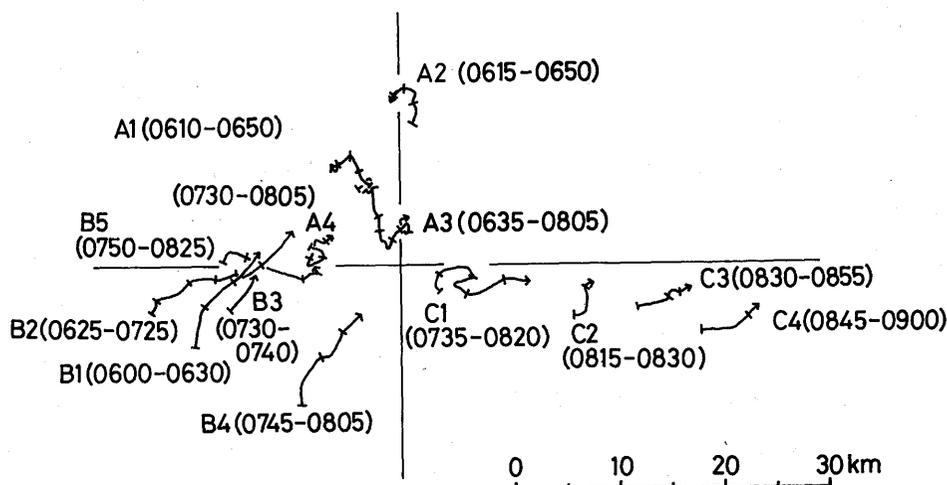


図8.13 図8.12に示されている3個のタイプのセルの軌跡を気象研究所のドップラーレーダーを中心にした座標の中で示す。各軌跡の上の小さい縦棒は、10分毎のセルの位置を示す。また、各セル番号の横のカッコ内の数字は、そのセルの存在していた時刻を示す。

セルの南東側に発生し、東進する特徴を有している。このマルチセルタイプのセルが、この後、対流雲群を構成する中心的なセルとなる。図8.11より、このような南東側への新しいセルの発生は、下層での南東方向へのガストフロントの強まりと対応している点が興味深い。

図8.13は、これまで述べた3個のタイプのセルの軌跡を示したものである。発達期においては、停滞性のAタイプと、北東方向に進みながら、南西側に新しいセルが発生するBタイプが中心的なセルであったため、対流雲群全体は、南西から北東の走向を持つライン状エコーとしてほとんど停滞していた。これに対し、成熟期においては、東に進みながら既存のセルの南東側に新しいセルを発生するCタイプが中心的なセルであったため、対流雲群全体は、東へ移動していた。対流雲群を構成する中心的なセルのふるまいの発達期と成熟期での違いは、対流雲群内部の循環の変化と対応していた。即ち、Cタイプの発生は、中層後面からの組織的流入に続き、下層でのガストフロントが強まった時期に始まっている。

発達期においては、タイプの異なるAタイプとBタイプのセルが共存していた。Aタイプは停滞性だが、Bタイプは平均すると5.5 m/sで北東に移動していた。Bタイプの移動速度は、図8.4より高度5-6 kmの風と対応しており、Bタイプのセルは発生後高度5-6 kmの風に流されて移動していたと考えられる。このような、移動性と停滞性のセルの共存の理由として、地形の影響が考えられる。即ち、Bタイプのセルは、すべて陸地から離れた海洋上で発生し移動しているのに対し、Aタイプのセルは、沖縄本島の西側で発生し停滞していた。Yoshizaki and Ogura (1988)は、山脈の東側斜面で停滞した対流雲群のシミュレーションを行い、山の斜面の頂上側に降る雨

の蒸発によって形成された寒気ドームが斜面を降り新しいセルを形成することによって、対流雲群が停滞することを示している。

Ikawa *et al.* (1987) は、スコールラインタイプの雪雲の2次元のシミュレーションを行い、雪雲の発達過程には2つのステージがあることを示している。即ち、発達期には1つのセルだけで形成されていたシステムが、成熟期にはマルチセルタイプになる過程が示されている。彼らは、この変化は寒気ドームの発達によるガストフロントの強まりによって説明できるとしている。この過程は、今回のケースで、発達期においてはAタイプのセルで構成されていたシステムが、ガストフロントの強まりと共に、マルチセルのCタイプに変化している過程と共通している。

8.5 ガストフロントの細かい特徴

今回の対流雲群における特徴的な風の場合は、強いガストフロントの存在である。図8.10に示されているように、ドップラーレーダーサイト付近においては、7時に19 m/sの北風のガストが記録されている。また、ドップラーレーダーサイトから、南東に8 km離れた糸数における各種地上要素の値より7時40分から7時50分の10分間に平均風速15 m/sの西北西の風が記録されており、この頃ガストフロントが通過したと考えられる。また、これらのデータからガストフロントの移動速度は、約3 m/sと考えられる。

図8.11より、発達期には、エコー頂14 kmに達する発達した対流雲は存在していたが、強いガストフロントは存在していない。これに対し、対流雲群後面の中層からの流入が始まった後、強いガストフロントが発生している。このことより、強いガストフロントが発生するためには、ただ単に発達した対流雲が存在するだけでなく、その対流雲に運動量を運び込む組織的な流入が存在することが重要であると考えられる。Smull and Houze (1987b) は、スコールライン後面の中層からの流入が強く対流雲の下層に達している場合、この流入が対流雲の下降流にともなう地表付近での発散と重ね合わさってガストフロントを強化していることを示しており、この点は今回の解析と共通している。また、Lafore and Moncrieff (1989) は、下層の寒気ドームの質量収支を考える上で、中層後面からの流入による運動量輸送が、重要であることを示している。

図8.14は、強いガストフロントが発生した後の7時14分から、1時間のガストフロントの鉛直断面の変化を示したものである。7時22分までは、ガストフロント内の最大の風速は、20 m/s程度である。これに対し、7時29分には距離8 kmの高度1 kmに25 m/s以上の強風域が現われ、その後、徐々に下降し7時43分には完全に地上に達している。このように、ガストフロント内の強風域が上空から、降下している点は、興味深い。

図8.15は、7時10分から1時間の強エコーのふるまいを5分毎に示したものである。7時10分にレーダーサイトの北西3 kmに存在するセルは、図8.12, 13のA3である。7時35分には、A3の南東7 kmに新しいセルC1が発生している。この時刻は、図8.14において、上空に存在した

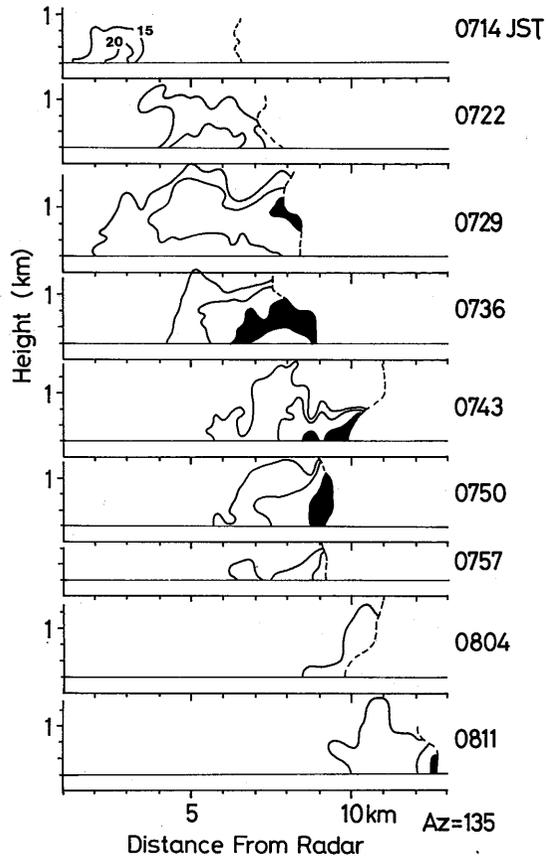


図8.14 気象研究所のドップラーレーダーで得られたガストフロントの断面の約7分毎の時間変化。図の右側が方位角135°を示す。等値線は、15m/sから5 m/s毎に引かれており、黒い領域は25m/s以上の領域。各図の右側の破線は、レーダーエコーの検出限界を示す。

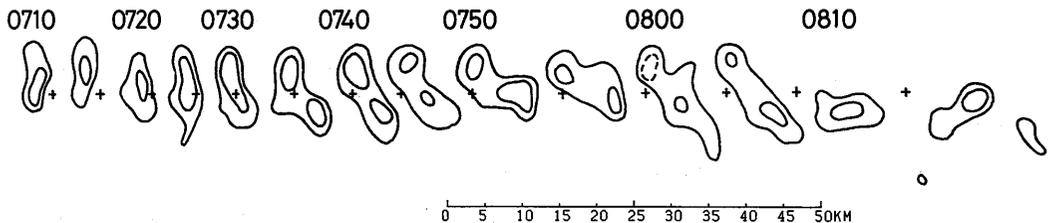


図8.15 沖縄開発庁のレーダーで得られた、図8.14に対応した時間帯の5分毎のエコーの水平分布。外側の等値線が55dBZ, 内側の等値線が57dBZの反射強度を示す。また、8時の破線は56dBZを示す。

強風域が、地上に達し始めた時刻に対応している。このことから、ガストフロントの形成維持過程は、次のようであると考えられる。最初、対流スケールの下降流に伴う地表付近での発散と対流雲群に中層後面から流入する流れ（この中層後面からの流れは、対流雲群中層に形成される低圧部に吹き込む流れとして存在している）が組み合わせられ、対流雲群先端部にガストフロントが形成される。この時のガストの強さは最大 20 m/s である。このガストフロントでの収束のため、新しいセルが形成される。このセルの内部に 25 m/s を越える強風領域が形成され、セル内の下降気流によって下方に輸送され、ガストフロントが強化維持される。この強化されたガストフロントでの収束で、再び新しいセルが発生、発達しその運動量輸送でガストフロントを強化維持する。

このように、今回の対流雲群においては、強いガストフロントの形成には、対流スケールの下降流にともなう地表付近での発散と対流雲群に中層後面から流入する流れが共存することが重要であると考えられる。さらに、強いガストフロントを維持するためには、ガストフロント先端で発生した新しいセルが発達し、その下降流により、既存のガストフロントを強化する過程が重要である。ガストフロントと新しく形成されるセルが、相互作用を及ぼしながら、強いガストフロントが維持されていたと考えられる。

8.6 ま と め

今回の対流雲群は、沖縄本島の西約 10 km で早朝に発生した。Houze *et al.* (1981) は、島の近傍で発生するクラウド・クラスターの成因として、一般風と陸風の収束を考えている。しかし、今回のケースでは、下層の一般風は東風であり、一般風と陸風の収束で最初の対流雲群が形成されるとすると、島の東側に発生するはずであるが、実際には西側に発生している。Chang and Yoshizaki (1990) は、今回の対流雲群の 2 次元の数値シミュレーションを行い、山岳波がきっかけとなり山の風下側で対流が発生することを示している。

今回の対流雲群は、発生直後からその成熟期にかけて、対流雲群内部の循環が大きく変化した。即ち、発達期には、対流雲群スケールの上昇流・下降流が卓越していたのに対し、成熟期には、スコールラインの内部によく見られるメソスケールの流れが卓越している。今回の対流雲群は、成熟期において進行方向に直角に延びるライン状のエコー域を形成しておらず、また、移動速度も遅いことから、これまで熱帯や北米で観測された典型的スコールラインとは異なっていると考えられるが、このメソスケールの循環が形成された後、対流雲群内の強エコーの領域の面積がほぼ一定に保たれ、対流雲群が長続きしていた点を考えると、スコールラインタイプの循環が形成されることが強い対流雲群を維持する上で重要であると考えられる。ノンスコールのクラウドクラスターを構成するメソ β スケールの対流雲群の中にも、内部の循環がスコールラインに似ているものが存在することは興味深い。

発達期と成熟期における対流雲群内の循環の変化に対応して、対流雲群を構成するセルの振舞

いにも、変化がみられる。即ち、発達期においては対流雲群は、停滞性のセル群と、北東方向に移動しながら、既存のセルの南西側に新しいセルを発生させるセル群で構成されていた。これに対し、成熟期においては、既存のセルの南東側に発生し、東進する特徴を持ったセル群が中心的なセルとなる。このような、セルの東進や、南東側への新しいセルの発生は、対流雲群中層後面からの流入、下層でのガストフロントの強まりと対応しており、この点は興味深い。このようなセルの振舞いの変化に対応して、対流雲群全体の動きも、発達期には停滞性であったものが、成熟期には東に7 m/sで動く状態に変化している。

Chang and Yoshizaki (1990) は、シミュレーションの結果、寒気ドームが山によって遮られている期間は停滞性、寒気が山を越えて流れ出した後は移動性になることを示している。

発達期と成熟期において、アンビル雲の伸びる方向やその広がりの様子が大きく異なっていた。発達期においては、アンビル雲は一般風と一致した方向に伸び、その広がりには10 km程度であった。これに対し、成熟期においては、アンビル雲は一般風と逆らう方向にも大きく広がっており、その広がりには40 kmを越えていいる。さらに図8.9より、成熟期においては、このアンビル雲内にドップラー速度で5 m/sを越える強い上昇流域が周期的に存在している。これらのことから、発達期においては、対流雲上部で一般風に流される形でアンビル雲が形成されていたのに対し、成熟期においては、古い対流セルがアンビル雲内に取り込まれることにより、そのセルが持っている一般風とは逆向きの方角を持つ水平運動量がアンビル雲に供給されて、アンビル雲が一般風と逆らう方向に発達したと考えられる。

参 考 文 献

- Akaeda, K., K. Ninomiya and T. Takeda, 1987: Case study of a long-lived cloud cluster. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 129-144.
- Auer, A. H., Jr., 1972: Distribution of graupel and hail with size. *Mon. Wea. Rev.*, **100**, 325-328.
- Bluestein, H. B. and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Chalon, J. P., G. Jaubert, F. Roux and J. P. Lafore, 1988: The west African squall line observed on 23 June 1981 during COPT81: Mesoscale structure and transports. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2744-2763.
- Chang, C. Y. and M. Yoshizaki, 1990: Numerical study of the mesoscale convective system observed over the Okinawa island in the Baiu season. Submitted to *Mon. Wea. Rev.*
- Chong, M., P. Amayenc, G. Scialom and J. Testud, 1987: A tropical squall line observed during the COPT81 experiment in west Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 670-694.
- Heymsfield, G. M. and S. Schotz, 1985: Structure and evolution of a severe squall line over Oklahoma. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1563-1589.

- Houze, R. A., Jr., 1977 : Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1540-1567.
- , S. G. Geotis, F. D. Marks, Jr. and A. K. West, 1981 : Winter monsoon convection in the vicinity of North Borneo. Part I : Structure and time variation of the clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1595-1614.
- and E. N. Rappaport, 1984 : Air motions and precipitation structure of an early summer squall line over the eastern tropical Atlantic. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 553-574.
- , S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff and B. F. Smull, 1989 : Interpretation of Doppler weather radar displays of midlatitude mesoscale convective systems. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **70**, 608-619.
- Ikawa, M., H. Sakakibara, M. Ishihara and Z. Yanagisawa, 1987 : 2-dimensional simulation of the convective snow band observed over the Japan Sea : The structure and time evolution of the organized multicellular convection. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 605-633.
- Iwasaki, H. and T. Takeda, 1989 : Behavior of cumulonimbus-cloud cluster groups in a slow-moving meso-scale cloud cluster over the ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 575-586.
- Jordan, C. L., 1958 : Mean soundings for the West Indies area. *J. Meteor.*, **15**, 91-97.
- Lafore, J. P. and M. W. Moncrieff, 1989 : A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 521-544.
- Leary, C. A. and R. A. Houze, Jr., 1979 : The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 437-457.
- Maddox, R. A., 1980 : Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- McAnelly, R. L. and W. R. Cotton, 1986 : Meso- β -scale characteristics of an episode of meso- α -scale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1740-1770.
- Ninomiya, K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988a : Evolution and fine structure of a long-lived meso- α -scale convective system in Baiu frontal zone. Part I : Evolution and meso- β -scale characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 331-350.
- , —— and ——, 1988b : Ibid. Part II : Meso- γ -scale characteristics of precipitation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 351-371.
- Ogura, Y. and M. T. Liou, 1980 : The structure of a midlatitude squall line : A case study. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 553-567.
- , T. Asai and K. Dohi, 1985 : A case study of a heavy precipitation event along the Baiu front in northern Kyushu, 23 July 1982 : Nagasaki heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 883-900.
- Roux, F., 1988 : The west African squall line observed on 23 June 1981 during COPT81 : Kinematics and thermodynamics of the convective region. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 406-426.
- Smull, B. F. and R. A. Houze, Jr., 1985 : A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain : Radar and satellite observations. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117-133.

- and ——, 1987a: Dual-Doppler radar analysis of a midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2128-2148.
- and ——, 1987b: Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2869-2889.
- Yoshizaki, M. and Y. Ogura, 1988: Two-and three-dimensional modeling studies of the Big Thompson storm. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3700-3722.
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568-1589.