

ドップラーレーダーによって観測された 亜熱帯スコールラインの構造*

石原正仁** 田畑 明**** 赤枝健治****
横山辰夫*** 榊原 均****

要 旨

1987年5月20日に沖縄地方で発生した亜熱帯スコールラインをドップラーレーダーを用いて観測し、その構造と維持機構を調べた。その内部は「前部層状性領域」、「対流性領域」、「遷移領域」、「後部層状性領域」に分けられた。対流性領域はマルチセル型の対流からなり、新旧の対流セルの交代がシステムを伝播させた。システムに相対的に見ると、前方全層からの流入、後部層状性領域中層から対流性領域下層における淀み層、降水セルの下の冷氣プールの存在が特徴的であった。鉛直循環については、対流性領域には周囲の風の鉛直シャワーに逆らった傾きを持つ上昇流、その後方には対流規模の下降流、さらに遷移領域には比較的強い下降流が存在した。

これまでに解析された中緯度や熱帯スコールラインと比較すると、今回のスコールラインは次のような特徴を持っていた。1) 460 km の長さで21時間の寿命を持ち、スコールラインとしては比較的大規模であった。2) 伝播速度が6 m/s と小さかった。3) 一般のスコールラインと異なり、その走向は周囲の下層風の鉛直シャワーと平行であった。4) システムに相対的には内部に淀み層を持つが、後面中層からの流入はほとんどなかった。5) 後部層状性領域の後方への広がり小さかった。6) 対流性領域の前方にも層状性領域が存在した。

1. はじめに

気象研究所は、亜熱帯域の梅雨期に発生するメソスケールの降水システムの構造と振舞いを調べることを目的として、1987年5、6月に沖縄県那覇市においてドップラーレーダー観測を行った。その結果、梅雨前線に関連する降水システムを数多く観測した。一方、観測領域が太平洋高気圧圏内にあり、天気図上に梅雨前線が見出せないような状況下にも、メソスケール降水システムが出現した。同年の沖縄地方の梅雨期間中(5/13~6/26)に、20例のこうした「非前線系降水システム」が発生した(石

原・田畑, 1991; Akaeda *et al.*, 1991)。このうちの3例は、「スコールライン」あるいは「スコールクラスター」と呼ばれるメソスケール降水システムであった。

Houze and Hobbs (1982) によると、スコールラインとは進行方向前面に明瞭な線状又は弧状の積乱雲群を、後部に層状性降水域を有するメソスケール降水システムであり、大きな伝播速度と長い寿命を持つことが特徴である。スコールラインは発生頻度は高くないが、組織化された対流の存在や、強い降水や突風をもたらすために、多くの研究者の注目を集めている。さらに、スコールラインの発生や移動を予測することは困難であるから、その構造や振舞いを理解しておくことは予報従事者にとっても必要であろう。

スコールラインはこれまでに、世界各地で観測されている。中緯度域では米国中西部の寒冷前線の前方に発生するスコールラインが注目されてきた(Newton, 1950; Ogura & Liou, 1980; Smull & Houze, 1985; Smull

* The structure of a subtropical squall line observed with a Doppler radar.

** 気象庁観測部測器室。

*** 気象庁観測部測候課。

**** 気象研究所。

—1991年12月9日受領—

—1992年8月17日受理—

& Houze, 1987a). 一方、熱帯域では東大西洋の GATE (Houze, 1977; Zipser, 1977; Gamache & Houze, 1982; Houze & Rappaport, 1984), 西太平洋 (Zipser, 1969; Ishihara & Yanagisawa, 1981), アフリカ大陸西部の COPT 81 (Chong *et al.*, 1987), ベネズエラ (Betts *et al.*, 1976), 西大西洋 (Zipser, 1977), 北オーストラリア (Drosowsky, 1984) 等の各地で観測されている。さらに亜熱帯域では、TAMEX (Taiwan Area Mesoscale Experiment) において、台湾付近の梅雨前線のすぐ南に発生したスコールラインが Wang *et al.*, (1990) によって初めて解析された。このスコールラインは今回解析したスコールラインのわずか4日前に、約500 km 離れた地点に発生した。

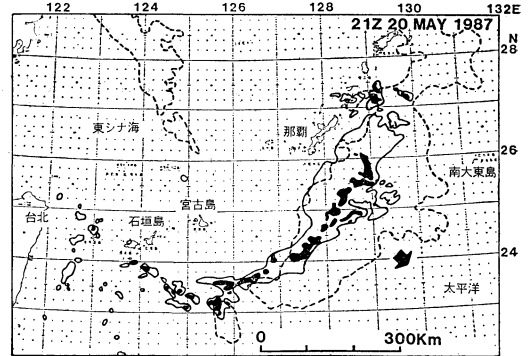
このように事例解析が増加するとともに数値モデルによる研究も盛んとなり、伝播速度と風の鉛直シアーや成層の不安定度との関係などが議論されている (Rotunno *et al.*, 1988; Fovell and Ogura, 1988, 1989)。

一方、国内ではこれまでスコールラインの本格的な事例解析は行われていない。しかし、事例が存在しない訳ではない。たとえば、小倉ら (1991) の第6図には、寒冷前線の前方に大規模なスコールラインが認められる。

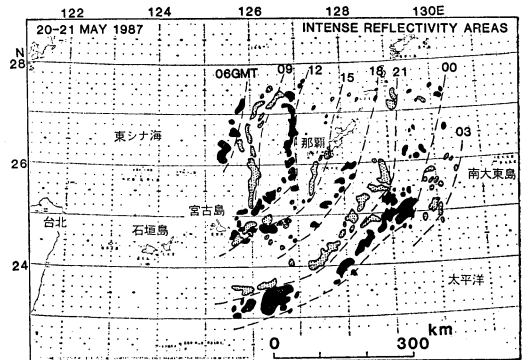
本論文では、1987年5月20日に沖縄本島上空を通過したスコールラインの形態、構造、維持機構を、主に気象研究所の可搬型ドップラーレーダーのデータを使って解析する。このレーダーは、降水の3次元分布と内部の流れを高分解能で観測することができる。Wang *et al.* (1990) が言うように、これまで亜熱帯域スコールラインはほとんど解析されておらず、その構造を中緯度や熱帯のスコールラインのそれと比較することは興味あることである。

2. スコールラインの概要

第1図は沖縄、宮古島、石垣島の3つの気象庁レーダーによって観測されたスコールラインの全容である。さらに、第2図はスコールライン内の強エコー域 (反射強度が33 dBZ 以上) の位置の変化である。このスコールラインは1987年5月20日06時 (以後すべて世界標準時を使う) に、沖縄本島の西250 km の東シナ海上で発生した。スコールラインは発生後、平均6 m/s の速度で東南東へ進み、15時頃に那覇市上空を通過し、21日03時頃南大東島の西の太平洋上で消滅した。20日21時 (第2図) には、弓状の強エコー域は北東から南西に伸び、その長さは460 km に達した。寿命は21時間、降水域の最大面



第1図 スコールラインのレーダーエコー分布 (1987年5月20日世界時)。沖縄、宮古島、石垣島の3つのレーダーの合成図 (沖縄気象台合作製)。黒い領域は反射強度が33 dBZ 以上の領域。破線はGMSの赤外データによる $T_{BB} = -51^{\circ}\text{C}$ の等値線。矢印はスコールラインの移動方向を示す。



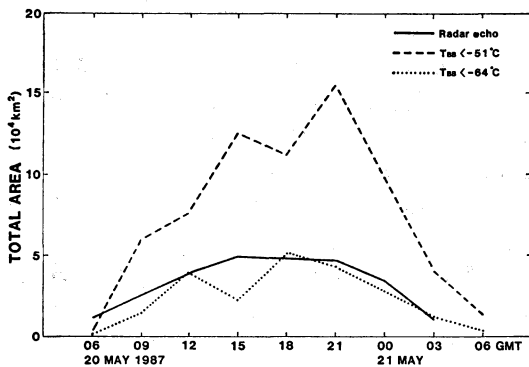
第2図 スコールラインの反射強度が33 dBZ 以上の領域の位置の変化。

積は $4.9 \times 10^4 \text{ km}^2$ であった。6 m/s というスコールラインとしては比較的小さい伝播速度は、この降水システムのひとつの特徴である。

Maddox (1980) は米国中西部に発生する大型で長寿命の降水システムを「メソスケール対流複合体(MCC)」と名付け、衛星の赤外データを用いて次のように定義した。1) $T_{BB} < -32^{\circ}\text{C}$ の領域が 10^5 km^2 以上であること。2) $T_{BB} < -52^{\circ}\text{C}$ の領域が $5 \times 10^4 \text{ km}^2$ 以上であること。3) 上の2つの領域が6時間以上維持されること。4) 最大面積の縦横比が0.7以上であること。第3図によるとこのスコールラインでは、20日09時～21日03

第1表 スコールラインの発生環境等の比較, Wang *et al.* (1990) の Table 1 に加算した.

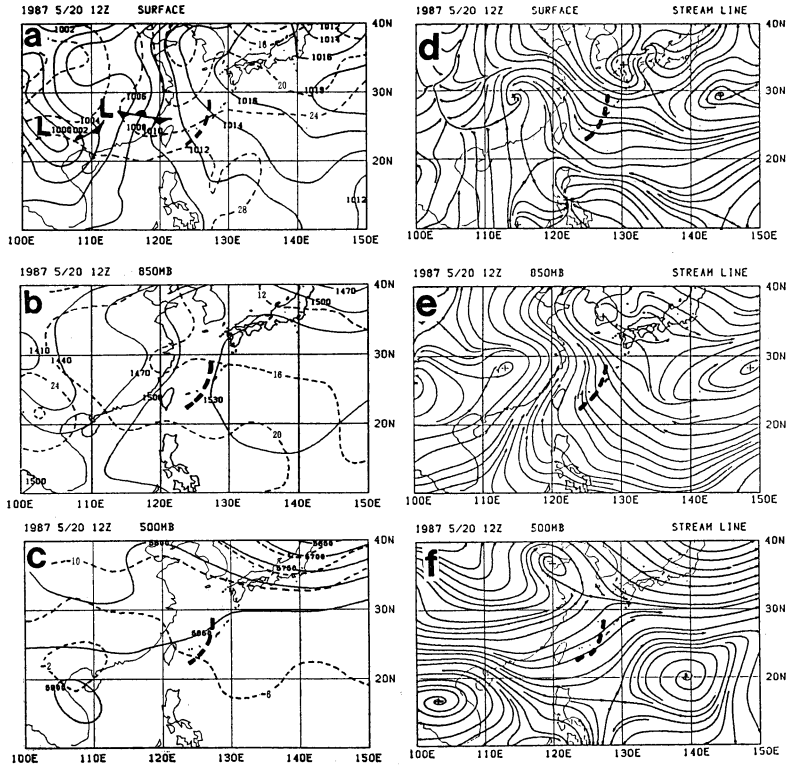
パラメーター	今回	TAMEX	COPT81		GATE	Oklahoma
地域	沖縄	台湾	西アフリカ		東大西洋	米国中部
0-500mの 混合比(g/kg)	18.2	17.2	18.1	17.4	17.1	11.0
同 θ (K)	299	298.7	303.6	300.5	298.1	296.0
同 θ_e (K)	343	345.1	353.0	349.8	347.8	325.0
持上げ 凝結高度(m)	230	500	670	350	450	1000
自由対流 高度(m)	1200	900	1200	850	465	1750
安定示数	-3.5	-3.0	-7.3	-4.2	-3.5	-6.5
CAPE (m^2s^{-2})	2095	1369	2810	1328	1004	2260
風の鉛直シャー ($10^{-3}s^{-1}$) (層、km)	2.2 sfc-5.8	4.3 0.6-3.6	4.3 0.25-3.5	4.6	2.9 sfc-3.6	3.9 sfc-6.0
ハルツ・リチャードソン 数 (Ri)	25.6	16.5	28.7	11.2	18.6	8.3
伝播速度(m/s)	6.0	16.5	14.5	19	11.1	
	1987・5・ 20 12GMT	Wang <i>et al.</i> (1990)	Chalon <i>et al.</i> (1988)		Barnes & Sieckman(1984)	Bluestain & Jain(1985)

第3図 スコールラインのレーダーエコー域と、 T_{BB} が -51° 以下と -64° 以下の雲域の面積の時間変化。

時の18時間、 $T_{BB} < -51^\circ C$ の領域の面積が $5 \times 10^4 km^2$ 以上を維持し、また $10^5 km^2$ の領域も11時間続いた。したがって、4) の縦横比を別にすれば今回のスコールラインは1) ~ 3) の条件を満たしており、MCC に匹敵する水平規模と寿命を持ったメソ降水システムであったと言える。

3. 総観場とスコールライン周辺の環境

第4図はスコールラインの発生6時間後の天気図と流れの場である。地上では(同図a)、中国大陸南部には低気圧と梅雨前線があるが、これらは沖縄地方には達していない。沖縄地方は東経 150° 以東に中心を持つ太平洋高気圧の西縁に位置し、850 mb の温度傾度はごく小



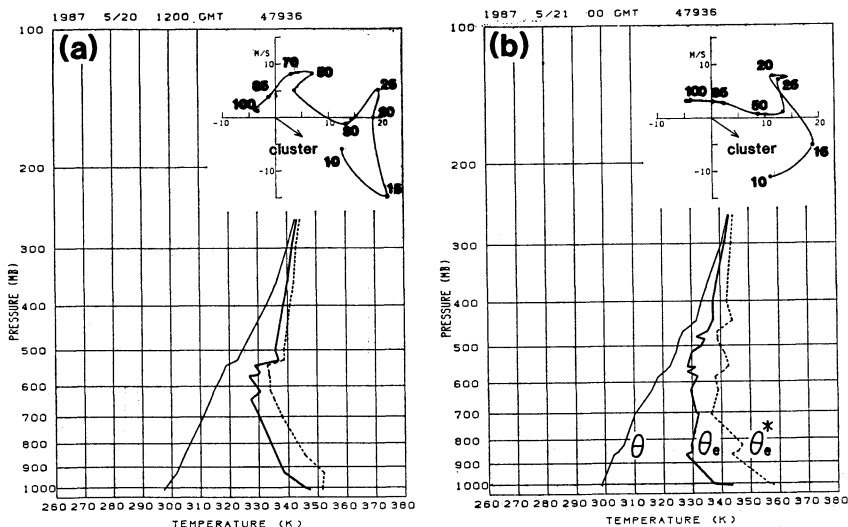
第4図 1987年5月20日12時の地上、850 mb、500 mb の各高度の天気図と流線。太破線はスコールラインの位置を表す。気象庁全球客観解析データをもとに描いた。

さい。500 mb (同図c) では東シナ海は弱い正渦度場ではあるが、際立ったじょう乱は見られない。このような状況はこの12時間後の21日00時でもほとんど変わらない。

スコールライン周辺の地上から850 mb までの流れ(第4図d, e) は、南東から北西に向かっている。スコールライン内の強エコー域は、この下層風とほぼ直交する(北東-南西) 走向を持ち、これらの流れに逆らうようにその風上側に移動した。このような下層風とスコールラインの走向や移動方向との関係は、GATE 期間中に発生した熱帯スコールラインにおいても認められた(Leary and Houze, 1979)。500 mb (第4図f) の流れは南西から北東に向かっており、スコールラインの強エコー域の走向とほぼ一致する。

スコールラインの100 km 前方の高層観測データをもとにして、その発生環境を第1表にまとめた。比較のために、これまでに解析された中緯度や熱帯の代表的な

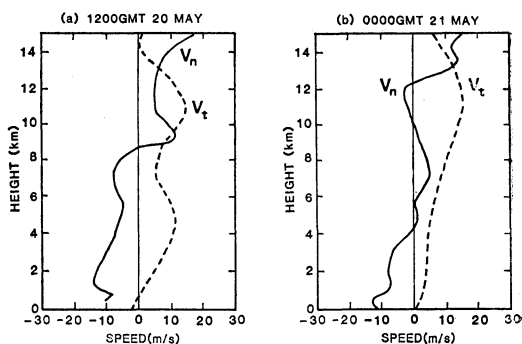
スコールラインの発生環境も、Wang *et al.* (1990) のTable 1をもとに掲げた。スコールラインの前方100 km では第5図aに示すように、地上から640 mb の層が対流不安定である。成層の静力学的不安定度を示すCAPE (Convective available potential energy) は $2095 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ であり、気層の潜在不安定度はかなり大きい。この値はGATE の平均値やTAMEX の値より大きく、米国のスコールラインの平均値に近い。しかし、米国では下層に顕著な乾燥域があるが、今回は下層が比較的湿っており、持ち上げ凝結高度は230 m、自由対流高度は1,200 m である。この年の沖縄地方では、5月15~20日の700 mb より上層に月平均値より $2 \sim 4^\circ\text{C}$ 低温の寒気層が存在し、これが潜在不安定度を大きくした要因であった。一方、スコールライン後方150 km (第5図b) では、最下層を除くと成層はほぼ中立状態にあり、スコールラインにともなう対流によって鉛直混合が生じ、成層の安定化が図られたことを示している。



第5図 スコールライン前方 100 km の1987年5月20日12時 (a) と、後方150 km の21日00時 (b) の、那覇市における温位 (θ), 相当温位 (θ_e), 飽和相当温位 (θ_e^*) の分布. 右上は hodograph.

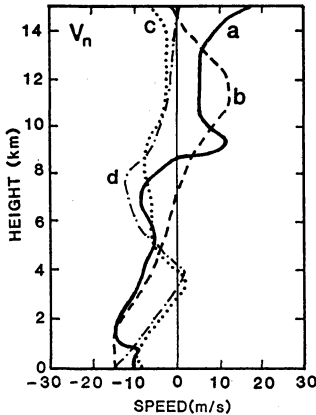
風の鉛直分布に関しては、スコールライン前方 (第5図 a) では風は高度とともにほぼ順転している。スコールラインの移動ベクトル (図中矢印) と一致するような風はどの高度にも存在しない。この状況は、スコールライン後方 (第5図 b) でも同じである。スコールライン前方では、地上~500 mb のシャープベクトルは南西から北東に向いており、スコールラインはこのシャープベクトルにほぼ平行する走向を持っていた。Barnes and Sieckman(1984) は、GATE 期間中の線状対流システムを下層の鉛直シャープによって分類した。それによると、7 m/s 以上の大きな伝播速度を持つ対流システムの走向は下層の鉛直シャープと直交するのに対し、伝播速度が 3 m/s 以下のシステムは下層の鉛直シャープに平行な走向を持つことを示した。今回のスコールラインはこれらの中間的な伝播速度を持ち、下層の鉛直シャープと平行な走向を持っていた点が特徴的である。

各高度の風ベクトルからスコールラインの移動ベクトルを差し引くと、システムに相対的な風が得られる。第6図は、このシステム相対風についてのスコールラインの走向に直交する成分 (V_n) と、平行する成分 (V_t) の鉛直分布である。スコールラインの前方 (第6図 a) の V_n によると、地表から高度 9 km までには空気がスコールライン前面からその内部に流入しているが、それより上空では流れは前方へ吹き出している。これは第7図中の b



第6図 スコールラインの前方 100 km の1987年5月20日12時 (a) と、後方150 km の21日00時 (b) における、スコールラインに相対的な風のスコールラインの走向に対して直交する成分 V_n と平行する成分 V_t の鉛直分布。

に示す米国のスコールラインの状況 (Ogura and Liou, 1980) とよく似ている。一方、同図の GATE や TAMEX では、下層から上層までのほとんどすべての層でスコールライン前面から空気が流入し、伝播速度が高度 3~4 km の V_n の極大値とはほぼ一致するという特徴を持つ。この極大は、熱帯の偏東風ジェットや梅雨前線にともなう下層ジェットに対応している。今回のスコールラインは梅雨前線からは離れていたために、付近に下層ジェッ



第7図 スコールラインの周囲の場の風のシステムの走向に直交する成分の比較。(a) 今回、(b) 米国オクラホマ州 (Ogura and Liou, 1980), (c) GATE 期間中 (Barnes and Sieckman, 1984), (d) 台湾の TAMEX (Wang, *et al.*, 1990). システムに相対的な風の成分を示す。

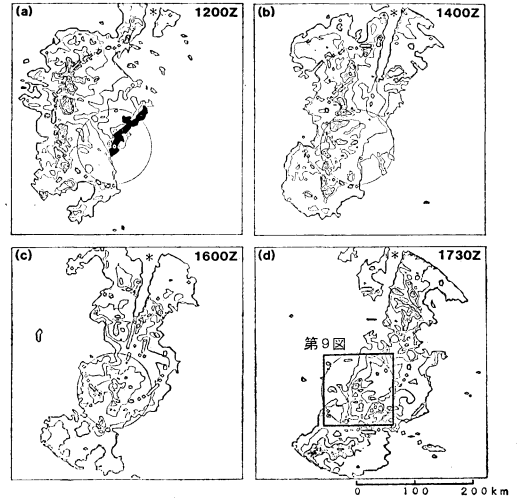
トは観測されなかった。

なお第1表には、表中の CAPE と風の鉛直シャー ($4u$) の値から求めたバルク・リチャードソン数 (R_i) の値も示した。ここで、 $R_i = 2 \cdot \text{CAPE} / (4u)^2$ である。今回のスコールラインの R_i は 25.6 であり、ほぼ同じ CAPE をもつ Oklahoma の平均値である 8.3 よりも大きい。これは、後者では鉛直シャーが大きかったからである。Weisman and Klemp (1982) は、 R_i は対流の型を決めるパラメーターのひとつであることを数値実験によって示した。しかし小倉 (1990) が述べているように、どの層の鉛直シャーを用いるかによって R_i の値は大きく変わる。今回はその絶対値については議論しない。

4. スコールラインの構造

4.1 形態の概要

沖縄開発庁八重岳レーダーの PPI 画像によると、沖縄本島を通過する前 (第8図 a) のスコールラインは、線状の強エコー域とそれを取り囲む層状性エコーから成立している。この形状は14時 (第8図 b) まではほとんど変化しない。ところが、16時 (第8図 c) には、沖縄本島付近では強雨域の多くは消滅し、スコールラインが島の影響を受け (たとえば山が冷気プールのせき止める効果)、その一部が衰弱したように見える。しかし、これはレーダーサイト付近の強雨がエコーを見かけ上弱め



第8図 沖縄開発庁八重岳レーダーの PPI 画像。1987年5月20日、(a) 1200時、(b) 1400時、(c) 1600時、(d) 1730時。等値線は20, 30, 40, 45, 50, 55 dBZ。45 dBZ 以上に斜線。図の中の円はドップラーレーダーの観測領域を、(d) の太実線の四角形は第9図の CAPPI の領域を表す。* はビームカット領域を表す。

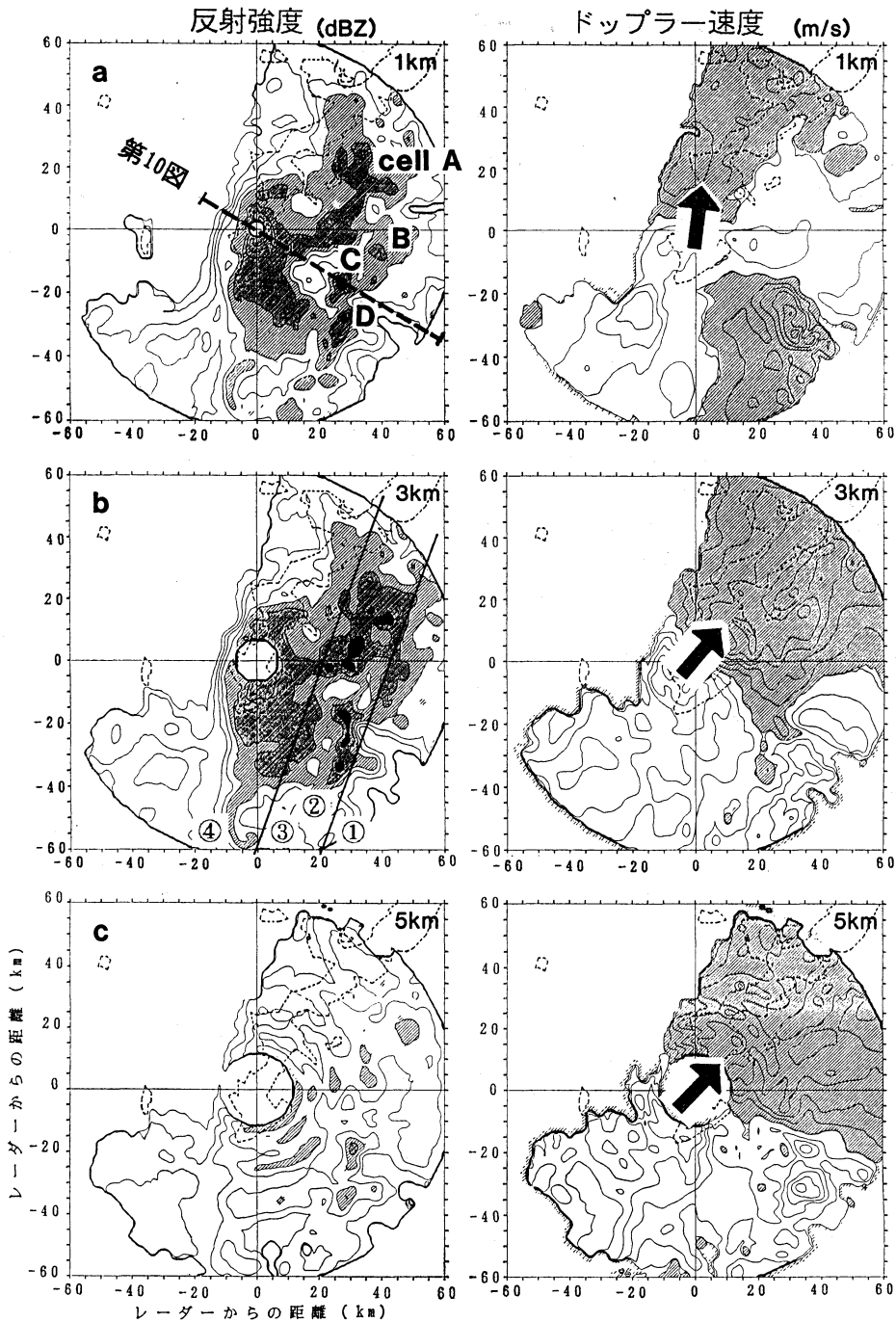
た結果とも考えられる。坂尻ら (1992) によると、60 mm/h の降水強度の降雨がレドームに水膜を作ると、5 cm 波のレーダー電波は7~9 dB の減衰を受ける。今回の資料からはどちらが原因でエコーの衰弱が起きたかは判別できない。

スコールラインが本島を通過した後の17時30分 (第8図 d) には、強雨域は再編成されつつある。以下ではこの時刻のスコールラインの構造を解析する。第3図によると、スコールラインのエコー面積はこの時刻前後に最大に達しており、スコールラインが最盛期にあったことがわかる。

4.2 水平構造 (降水分布)

第9図は、20日17時25分のドップラーレーダーで得られた水平断面図 (CAPPI) である。ここでは、反射強度* が 35 dBZ 以上の細胞状の降水水域を「降水セル」と定義する。高度 1 km と 3 km (第9図 a, b) では、直径 5

* ドップラーレーダーの反射強度の値は、受信機の較正上の理由により、気象庁沖縄レーダーや沖縄開発庁八重岳レーダーのそれより系統的に 5 dB 程度小さな値を示している。ドップラーレーダーの反射強度の絶対値を議論する際には 5 dB 程度のかさ上げが必要である。



第9図 ドップラーレーダーで得られたスコールラインの反射強度とドップラー速度の高度 1, 3, 5 km の CAPPI 画像。1987年 5月20日1725時。反射強度の等値線は 5 dBZ から 5 dB 間隔。25 dBZ 以上に薄い斜線, 30 dBZ 以上に濃い斜線をはとこす。ドップラー速度は 2 m/s 間隔で, 正領域 (レーダーから遠去かる成分) を斜線で示す。沖縄本島を細破線で示す。図 (a) 中の A, B, C, D は降水セルを示す。太破線は第10図の鉛直断面図の位置を示す。矢印はレーダー上空の平均的な水平風向を示す。(b) 図の①~④は, 順に前部層状性領域, 対流性領域, 遷移領域, 後部層状性領域の位置を示す。

～10 km の4つの降水セル (A, B, C, D) が、レーダーの東30 km の位置に、北北東から南南西に向かって10～15 km の間隔で並び、強エコー域を構成している。そのすぐ後方 (北西側) では、反射強度が周辺より10～15 dB 小さい。さらにその後方には反射強度の比較的一様な領域が30～40 km の幅で広がっている。

このような「列状の降水セル群」「反射強度減少領域」「層状性領域」というエコーの配列は、これまで解析された数多くのスコールラインに共通であり、Smull and Houze (1987 a) はこれらの領域をそれぞれ「対流性領域」、「遷移領域」、「層状性領域」と呼んだ。今回もこれらの名称を用いる。ただし、それぞれの領域の広さは個々のスコールラインでまちまちである。特に層状性領域の幅について見れば、米国中西部の中緯度スコールラインでは80～100 km (Smull and Houze, 1987 b), 熱帯スコールラインは100～300 km (Houze, 1977; Gamache and Houze, 1982; Chong *et al.*, 1987) であるのに対し、今回のスコールラインではわずか35 km 程度であった。

第8図によると、今回のスコールラインには対流性領域の前方 (東南東) に、30～80 km の幅の層状性領域が存在する。ここではこの領域を「前部層状性領域」と呼び、後部の層状性領域を「後部層状性領域」と呼んで両者を区別する。

対流性領域は 130° の方向に 6.5 m/s の速度で移動した。これはシステム全体の伝播速度の 6.0 m/s とほぼ一致する。ただし、ここで言う「伝播速度」とはシステム全体の移動速度である。一方、八重岳レーダーデータによって個々の降水セルを追跡すると、それらは 2 m/s から 10 m/s までの速度の幅を持って、 $300\sim 330^\circ$ の方向に移動した。これは、降水セルが対流性領域の前面 (南東側) で発生し、相対的に後方 (北西側) に向かって後退したことを示している。降水セルの平均的な寿命は20～40分、システムに相対的な速度は $8\sim 16 \text{ m/s}$ である。したがって、寿命が30分の降水セルが 10 m/s の相対速度で後退すれば、それは発生から消滅までの間にシステムの中を 18 km 移動することになる。この距離は対流性領域と遷移領域の合計の幅にほぼ対応する。

4.3 水平構造 (気流場)

第9図のドップラー速度 (V_r) の分布とそのゼロ線 (V_r の正とはレーダーから遠去かる成分を、負とは近づく成分を言う) に注目すると、スコールライン内の平均的な水平風が推定できる。ゼロ線上の水平風は、ゼロ線

とレーダーとを結ぶ線分に直角な方向に、負領域から正領域に向かって吹いているからである。

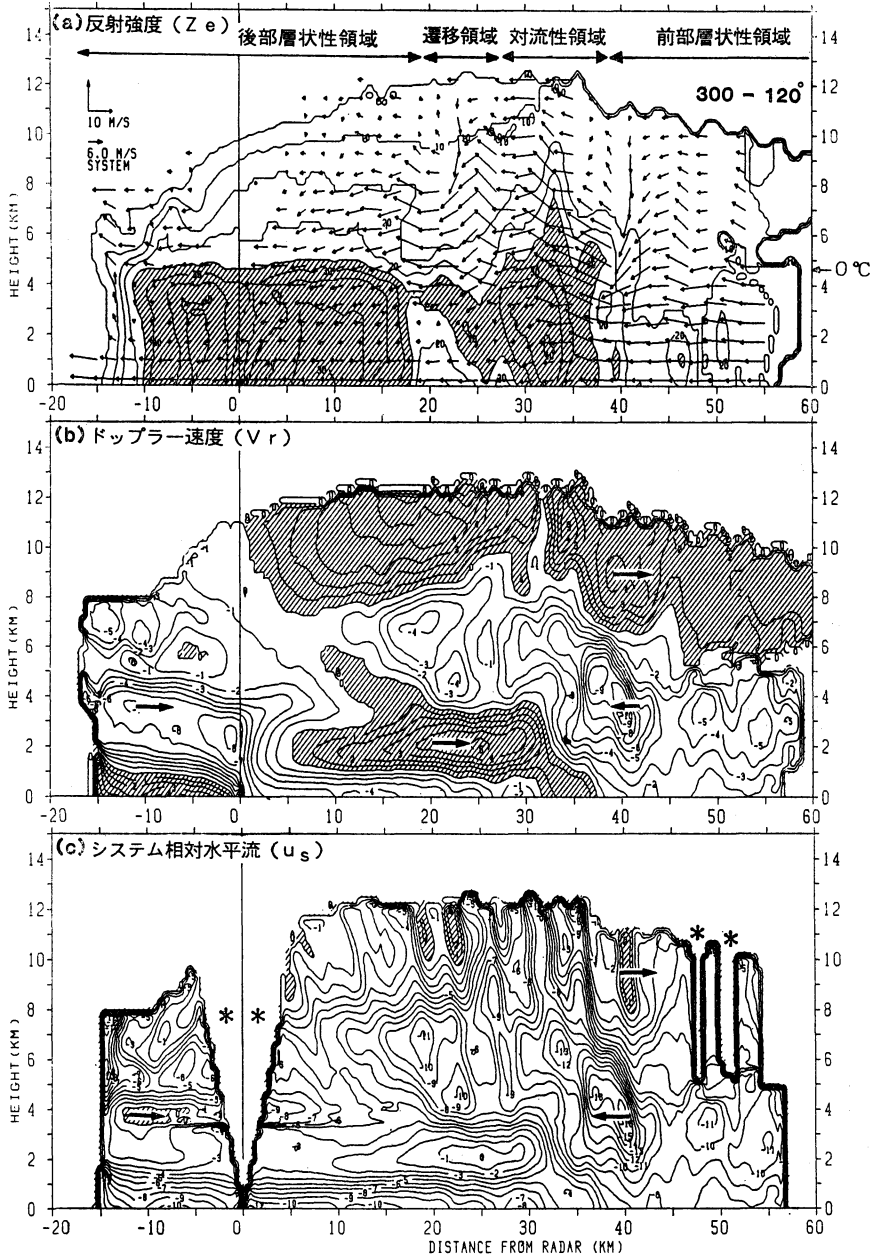
第9図の矢印で示すように、レーダー上空の層状性領域の風向は、高度 1 km では南、高度 3 km より上空では南西である。これらは、21日00時の hodograph (第5図b) の風とほぼ一致する。ところが、降水セルCとD付近には、それらとは異なる流れが見られる。すなわち、高度 1 km の V_r の負領域内に最大 8 m/s に達する正領域が埋め込まれている。局所 VAD 法 (石原・田畑, 1991) によってこの地点の風向を求めると北西～北～北東であり (図略)、スコールラインの右前方に吹き出すような流れの存在を示唆している。高度 5 km の降水セル付近には、高度 1 km とは逆に -10 m/s の負のピークがある。これはスコールライン前面から降水セルに向かう流入があることを示している。

4.4 鉛直構造 (降水分布)

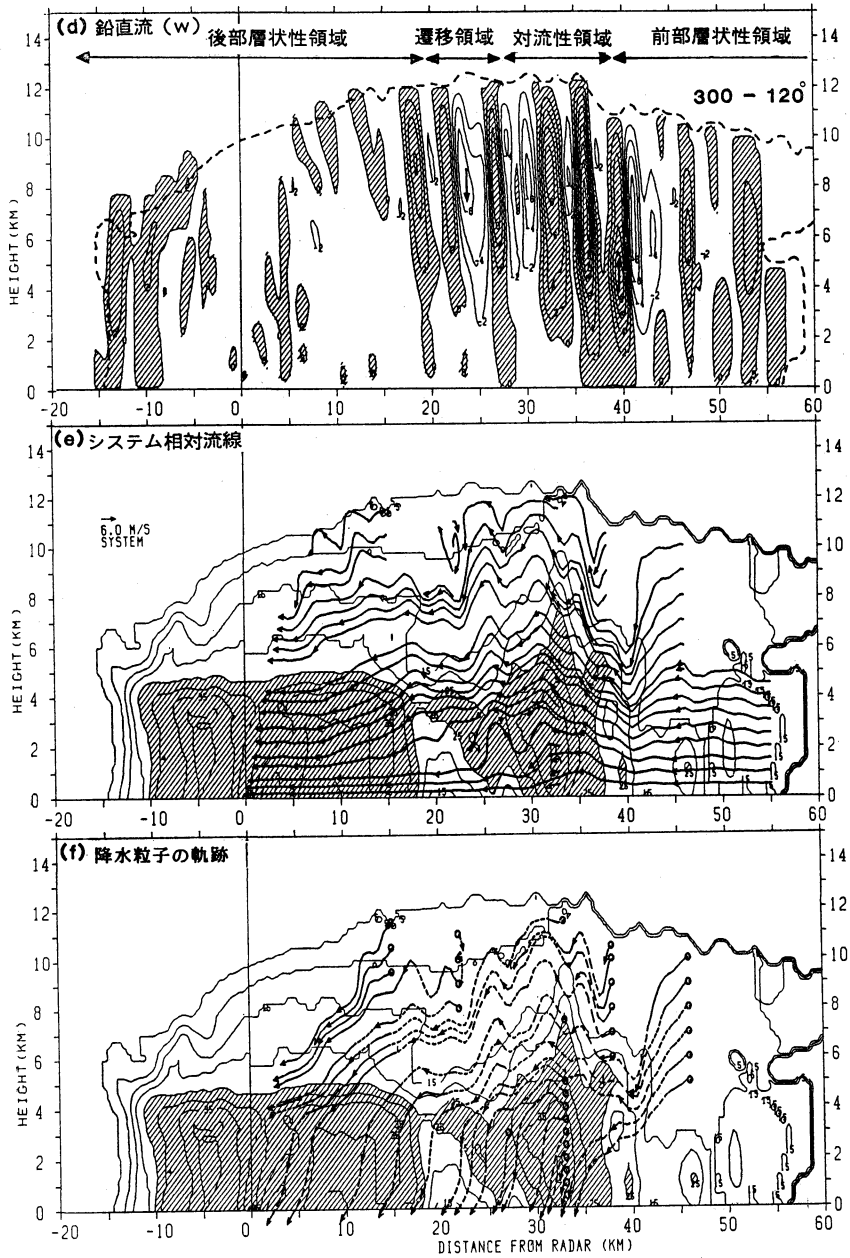
ドップラーレーダーの RHI データをもとに、スコールラインの走向にほぼ直角な方向、つまりその伝播方向に沿った方向の鉛直断面内の構造について議論する。第10図aは、20日17時23分におけるドップラーレーダーから方位角 $300^\circ - 120^\circ$ の反射強度の鉛直断面図であり、これは第9図aに示すように降水セルCを横切っている。説明のため断面に沿う方向を x 軸、鉛直方向を z 軸とする。

この図にも前節で述べた4つの領域が明瞭に示されている。すなわち、進行方向前面 (右側) から後面 (左側) に向かって、前部層状性領域 ($x=38\sim 60 \text{ km}$)、対流性領域 ($x=27\sim 38 \text{ km}$)、遷移領域 ($x=19\sim 27 \text{ km}$)、後部層状性領域 ($x=-15\sim 19 \text{ km}$) が並んでいる。各領域の降水分布の特徴は次のとおりである。

前部層状性領域: この領域では反射強度は 20 dBZ 以下と小さいが、高度 3 km 以下では弱いながら対流性を呈している。高度 5 km より上空の反射強度はほぼ均一で層状性の傾向が強い。高度 10 km 付近で反射強度が急激に減少しているが、この様子は他の領域とくらべると不自然である。波長 3 cm のレーダー波は降水による電波減衰を受けやすい。このため対流性領域を通過する際に大量の降水によって電波が減衰を受け、高度 10 km 以上の降水が観測できなかったと推測される。GMS の赤外雲画像では高度 10 km 以上にも上層雲が観測されており、ここにも降水粒子が存在していた可能性が高い。こうした電波減衰があるため、この領域では反射強度の絶対値を議論することはできない。



第10図 ドップラーレーダーで得られた方位 $300^{\circ}-120^{\circ}$ のスコールラインの鉛直断面図。1987年5月20日1723時。
 (a) 反射強度の分布。等値線は10 dBZ から5 dB 間隔。25 dBZ 以上に斜線、矢印はシステムに相対的な風ベクトル。
 (b) ドップラー速度 (V_r) の分布。等値線は1 m/s 間隔。斜線は正領域 (レーダーから遠去かる成分)。
 (c) システムに相対的な水平風 (u_s) の分布。等値線は1 m/s 間隔。斜線は正領域 (左から右への流れ)。
 (d) 鉛直流 (w) の分布。等値線は2 m/s 間隔で、斜線は上昇域。
 (e) u_s と w から求めた流線。
 (f) u_s と w と降水粒子の終端落下速度から求めた降水粒子の軌跡。
 (c) 図の*は、計算誤差が大きく u , w を計算しなかった領域を示す。



対流性領域：ここでは、 $x=33$ km 付近の降水セル C の存在が特徴的である。高度 1.5 km 付近に 40 dBZ の反射強度のピークが見られる。対流性降水雲の場合、一般に反射強度のピークはその発達ステージの進行に応じて高度を下げる (Ogura and Takahashi, 1971)。地表付近に反射強度のピークを持つこの降水セルは「成熟期」～「衰弱期」にあったことが分かる。一方、 $x=37$ km, $z=5$ km には 30 dBZ のピークが見られる。これは「発達期」の降水セルである。さらに第10図よりわずかに南 (方位角 128°) を向いた鉛直断面図 (図略) には、 $x=49$ km, $z=6$ km に 23 dBZ のピークを持つ「発生期」の降水セルが存在する。したがって、この時刻の対流性領域には、前方から後方に向かって、発生期、発達期、成熟期の3つの降水セルが共存し、マルチセル (多細胞) 型の対流を構成していた。このようなマルチセル型の対流は、Smull and Houze (1987 a) が示した中緯度のスコールラインの概念モデルや、Fovell and Ogura (1988) の数値モデルにも示されている。

遷移領域：第9図で見たように、この領域の反射強度はその前後の領域より小さく、Sommeria and Testd (1984) はここを「反射強度トラフ」と呼んだ。第10図 a によると、反射強度は高度 2～3 km より下で特に小さくなっており、これは Smull and Houze (1987 a) の解析結果と一致する。さらに、 $z=5\sim 10$ km でも周囲に比べて反射強度の減少が著しい。

後部層状性領域：ここでは反射強度が水平方向にかなり均一であり、 0°C 高度のすぐ下の高度 4 km 付近には融解層 (ブライトバンド) が存在し、この領域が層状性降水雲からなることを示している。エコー頂高度は後部ほど低くなり、 $x=17$ km 付近では 12 km であるが、最後部の $x=-15$ km では 7 km に減少している。

4.5 鉛直構造 (気流場)

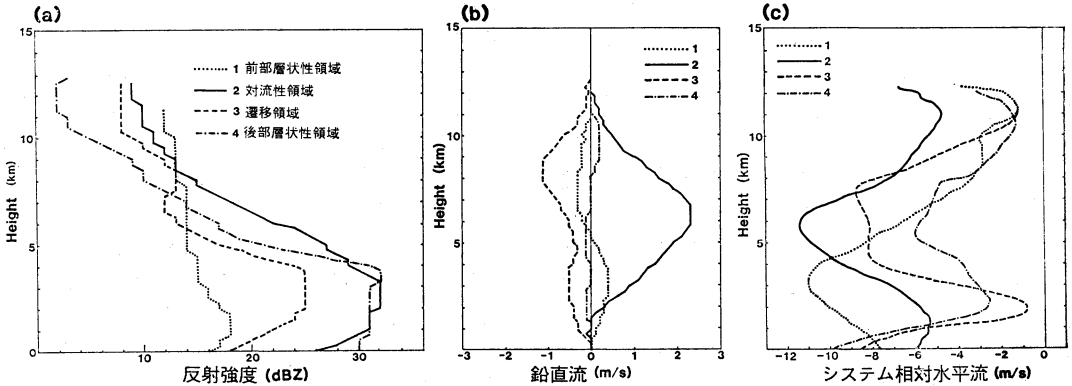
このスコールラインは走向に沿ってほぼ様な降水分布を示し、この状況は長時間維持された。これは、走向に沿って一様性の高い循環が内部に存在したことを示唆している。そこで、流れの走向に沿う成分が一様であったと仮定し、走向に直交する鉛直断面内の気流を解析する。断面に沿った水平流を u 、鉛直流を w とし、2次元の連続の式と V_r から u と w を計算する (石原・田畑, 1991)。ただし、アンテナ仰角が増大すると V_r に対する u の寄与が減り計算誤差が増大するから、アンテナ仰角が 60° より大きいところでは、 u 、 w を算出しない。また V_r の観測誤差と見られる原因で計算が収束し

ないところが数ヶ所あり、ここでも u 、 w は求めない。アンテナ仰角が小さいところでは V_r と u はほぼ一致するから、 V_r は地表に相対的な水平流とみなすことができる。また、 u からスコールラインの伝播速度 (6 m/s) を差し引いた水平流を「システム相対流、 u_s 」で表す。各量の分布は次のとおりである。

地表に相対的な水平流、 V_r (第10図 b)：前部層状性領域の高度 5 km より下では前方から後方への流れ (V_r の負領域)、その上では後方から前方への流れ (同正領域) である。対流性領域との境界付近の $x=40$ km, $z=4$ km には 10 m/s に達する負のピークが見られ、対流性領域に向かう強い流入が局所的に存在することを示している。

対流性領域では、高度 2～6 km に見られる前方からの流入 (負領域) と、正領域で示される高度 1.0～3.5 km での後方から前方へ向かうジェット流 (ジェット流) が特徴的であり、これらは $x=33$ km, $z=2$ km 付近で収束している。このジェット流はスコールラインの周辺 (第6図) には存在せず、スコールライン内部にだけ見られる流れである。これは後部層状領域の最後部の高度 3.5 km 付近から始まり、次第に高度を下げながら遷移領域を通過して対流性領域まで達する。そして、その先端は $x=35$ km 付近で急激に降下し地上に達している。この先端部付近には、後述のように対流規模の下降流があり、ジェット流の水平運動量がこの下降流によって地表付近に運ばれているように見える。このジェット流の先端部の風速は 2 m/s 程度であるが、上述の方位角 128° の鉛直断面図では 7 m/s を越えている。この上空の $x=33$ km, $z=11$ km 付近では正の V_r が強く発散しており、これは降水セルの頂上付近の「吹き出し」に対応している。後部層状性領域の $z=1.0\sim 3.5$ km には、上述のジェット流の後端部が見られ、最後部の $x=-12$ km, $z=3.5$ km では、 V_r は -6 m/s を越えている。

システムに相対な水平流、 u_s (第10図 c)： u_s はスコールラインのほぼ全域で前面から後面へ向かっている。逆に後方から前方へ向かう流れは、前部層状性領域と遷移領域の上層、システムの最後部の高度 4 km の3か所に限られている。前方中層から対流性領域に向かう流入 ($x=40$ km, $z=4\sim 5$ km) は、 u_s で見ると 15 m/s 以上の強い流入である。 V_r の分布 (第10図 b) に示された後部層状性領域から対流性領域へ向かうジェット流はその位置から判断すると、Smull and Houze (1985) が名付けた “rear inflow” と同一の流れのように見え



第11図 4つの領域における、(a) 平均反射強度、(b) 平均鉛直流、(c) システムに相対的な平均水平流。

る。しかし u_s では、スコールラインの後面からの流入は $x = -10$ km, $z = 3.8$ km にごくわずかに見られるだけであり、システムに相対的にはこれは流入層というより淀み層と言える。

鉛直流, w (第10図d): この図では、対流性領域前部の ($x = 32 \sim 41$ km) 上昇流群が特徴的である。すなわち、 $x = 36$ km と 41 km の高度 5 km 付近には、12 m/s と 8 m/s に達する上昇流のコアがあり、これらは発達期の降水セルに対応している。また、 $x = 33$ km の $z = 8$ km を中心とする上昇流は、成熟期の降水セルと対応している。これらの上昇流群は全体としては後方に向かって傾いており、周囲の場の鉛直シアーとは逆向きの傾き (upshear tilting) を示している。この成熟期の降水セルの高度 2 km より下では、2 m/s 以下の対流規模の下降流が見られる。上層に残された上昇流と下層の下降流の組み合わせは、成熟期から衰弱期にある対流雲内に典型的な鉛直パターンである (Ogura and Takahashi, 1971)。これら一群の上昇流と下降流は、Zipser (1977) が熱帯スコールライン内に見出した “convective updraft” と、“convective downdraft” に相当するであろう。

前部層状性領域では、 w はほぼ 2 m/s 以下である。一方、遷移領域では $x = 24$ km に比較的大きく下降流が解析されており、高度 3 km より下も下降流で占められている。Smull and Houze (1987a) は、2台のドップラーレーダーによる解析によって、遷移領域の鉛直流が比較的強いことを示したが、今回の結果はそれと一致する。一方、後部層状性領域では、最後部 ($x = -10$ km) の中層に 2 m/s 程度の上昇流があることを除くと、 w は全体

にごく弱い。

4.6 平均鉛直分布

スコールラインの構造を総括的に理解するために、第10図の中の各領域ごとに反射強度、鉛直流、システム相対流の平均値を計算し、その鉛直分布を第11図に示す。

前部層状性領域では反射強度の鉛直方向の変化は小さいが、高度 5 km 以下の 0.6 m/s 以下の上昇流に対応するように、高度 2 km に反射強度のピークが見られる。高度 5 km より上層では 0.4 m/s 以下のごく弱い下降流が存在する。

対流性領域では対流規模の上昇流と下降流が水平方向に共存するから、平均するとそれらが相殺し鉛直流は第10図dで見たようには強くない。高度 1.5 km より上は上昇域であり、高度 6 km に 2.3 m/s のピークがある。一方、高度 1.5 km 以下にはわずかに下降流が見られる。高度 4 ~ 9 km の反射強度の値は他領域にくらべて大きく、降水粒子が下方ほど成長していることを示している。高度 1.5 km 以下では反射強度は急激に減少し、雨滴が下降流の中で蒸発していることを示している。

遷移領域の反射強度は高度 9 km 以上では対流性領域とほぼ同じであるが、高度 8 km 以下では急激に減少し、高度 7 km に 12 dBZ の極小が見られる。この減少域は、1 m/s の下降流のピークの高度と一致している。反射強度は高度 3 km 付近で最大に達した後、高度 2 km 以下で再び急減し、ここにも下降流の中で雨滴の蒸発があったことを示唆している。

後部層状性領域の反射強度は、高度 7 km より上空では他領域とくらべて小さいが、その下では下層に向かって急増する。これは、Rutledge and Houze (1987) が

指摘したように、雪片同士の併成長がここにあったことを推測させる。0°C層(〜4.4 km)のすぐ下には融解層があり、その下では反射強度は地上まではほぼ一定であり、雨滴の蒸発は少ない。平均鉛直流(第11図b)はごく弱く、高度6.5 km以下で0.1 m/sの下降流が、高度9 km付近に0.2 m/sの上昇流が見られる程度である。

前部層状性領域での u_s の平均プロファイル(第11図c)には、高度3 kmに前方から後方へ向かう−11 m/sの流入のピークがある。このピークは対流性領域では高度6 kmに移っている。これは、対流規模の上昇流が前方から後方へ向かう水平運動量を上方に輸送した結果であろう。鉛直流と反射強度分布から考えると、上昇流内の対流加熱が局所的な水平気圧傾度を作り、その結果、強い流入層が作られたと推測される。4.2節で述べたように、降水セルはシステムに相対的には後方へ移動したが、Fovell and Ogura (1988)が述べたように、この流入層が降水セルを後方へ移流させたと考えられる。

遷移領域と後部層状性領域の高度2 kmには、それぞれ−1 m/sと−3 m/sの u_s のピークが見られる。これらは4.5節で述べたジェット流である。ただし、前述のようにこの層はシステムに相対的に流入する(第11図c中で正)ほどには加速されておらず、ほとんど淀んだ層である。Smull and Houze (1987b)は、各地で観測されたスコールラインのrear inflowを解析し、システムに相対的に見たときの後部からの流入の強さに応じて、それを“Strong Rear Inflow”, “Weak Rear Inflow”, “Stagnation Zone”の3種類に分類した。今回のスコールラインは、彼らのFig. 17に示されるようなStagnation Zone型に相当する。すなわち、システムに相対的に見ると、スコールライン後方の中層の潜在的な寒気は、常にシステム内部に淀んで留まっている。一方、同じ亜熱帯スコールラインでも、TAMEXの事例(Wang *et al.*, 1990)ではWeak Rear Inflow型であった。TAMEXでは梅雨前線にともなう下層ジェットが存在したが、今回は下層ジェットは存在しなかった。このような周囲の流れの場の違いがrear inflowの型の違いを生んだ原因のひとつではないだろうか。

5. 各領域の維持機構

対流性領域の下降流は、摩擦によって落下する雨滴が空気を引きずりおろす下向きの力と、雨滴の蒸発冷却によって作られた負の浮力とによって作られたであろう。

4.6節で述べたStagnation Zoneの気塊の一部は、こ

の下降流に取り込まれる。この気塊の相当温位は地表付近より低いから潜在的な寒気であり(第5図)、この気塊が湿潤断熱的に、つまり飽和を保って下降すれば地表付近に達したときには周囲より低温となるから、冷氣プールが作られる。新しい降水セルは古い降水セルの右前方(南東側)に発生した。これはジェット流の中の南向きの成分を持つ水平運動量が地表付近に運ばれて冷氣プールとして流れ出し、一般場の南東風と収束し新しい降水セルを作ったからである。

このスコールラインの特徴のひとつは、伝播速度が比較的小さい(6 m/s)ことである。Fovell and Ogura (1989)の2次元数値モデルによる研究によると、スコールラインの伝播速度は下層の鉛直シャーに関連し、鉛直シャーが大きいほど伝播速度が大きい。第1表に示すように今回の下層の鉛直シャーは比較的小さく、彼らの結果から類推すると、これが今回の伝播速度を小さくした原因のひとつであると思われる。一方、TAMEXのスコールライン(Wang *et al.*, 1990)は16.5 m/sという大きな伝播速度を持っていたが、これはその周囲に梅雨前線にともなう下層ジェットが存在し、下層風の鉛直シャーが大きかったことと関連があると考えられる。

遷移領域の比較的強い下降流は、隣対流性領域の上昇流を補償する役割を果たしていたと推測される。降水粒子が未飽和の下降流の中を落下すれば蒸発し、その粒径は下層に行くほど小さくなるから、反射強度は下層ほど小さくなる。

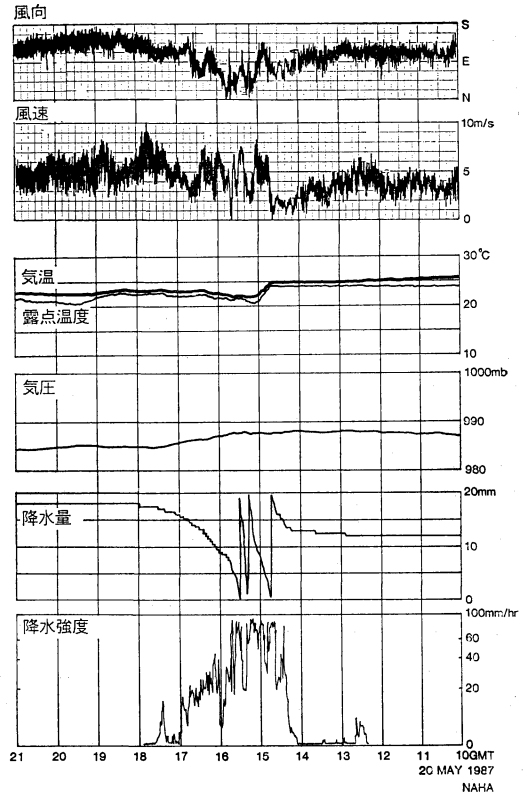
第7図に示したように、今回の周囲の風の鉛直分布はオクラホマの中緯度スコールラインの場合とよく似ており、高度9 km付近の V_n は6 m/s以上の速度で前方に吹き出している。この吹き出しが前部層状性領域の上層に厚い雲を作った。これに対してGATEの熱帯スコールラインでは、周囲の流れを反映して、上層雲はシステムの後方に延びた。熱帯と中緯度・亜熱帯スコールラインの形態上の違いのひとつは、このような上層雲の広がり方であり、これは周囲の風の鉛直分布の相違に起因している。

Smull and Houze (1987a)は、対流性領域の上層から吹き出した氷晶や雪片などが後方へ移流することによって、層状性領域が形成されたと考えた。この考えの正否を確かめるため、 u_s と w を用いてシステムに相対的な流線を求めた(第10図e)。また、システムの定常性を仮定し、反射強度から推定した降水粒子の終端落下速度と u_s 、 w を組み合わせることで降水粒子の軌跡を求めた(第

10図 f). 流線分布では、ほぼ全域での前方から後方へ向かう流れと、対流性領域の上昇流が特徴的である。一方、第10図 f)によると、対流性領域の上層から出発した降水粒子は、後方へ流れながらゆっくりと落下し、融解層を通過すると雨滴となって落下速度を増し地上に達する。この図によると、対流性領域の降水粒子だけでなく、遷移領域の最上部から出発した粒子を加えると、それらは後部層状性領域の最後部まで達することができる。したがって、Smull and Houze (1987 a) の示した後部層状性領域の維持機構は、今回のスコールラインにもあてはまると考えられる。

4.6 節で述べたように、後部層状性領域の高度 8~11 km には 0.2 m/s の平均上昇流のピークがあり、これは Zipser (1977) が熱帯スコールラインの中に見出したメソ上昇流であろう。Gamache and Houze (1982) も GATE の熱帯スコールライン内に平均 0.15 m/s のメソ上昇流を認め、Chong *et al.* (1987) は、COPT 81 の熱帯スコールラインに平均 0.35~0.45 m/s のメソ上昇流を解析した。また、Ogura and Liou (1980) と Smull and Houze (1987 a) は、中緯度スコールラインの中に、それぞれ 0.6 m/s と 0.4 m/s のメソ上昇流を認めた。こうした値の相違は測定法の相違にもよるであろうが、後部層状性領域内の鉛直循環の強さにはかなりの幅があることを示している。このメソ上昇流は、後部層状性領域中層を落下する粒子の成長を助けるから、上述の降水粒子の移流効果とともに、この領域を維持する要因のひとつである。米国や GATE の例ではメソ上昇流は 0°C 層のすぐ上に存在したが、今回のメソ上昇流は 8 km より上層にしか見られず、降水粒子の成長への寄与は比較的小さかったように見える。今回の後部層状性領域の水平規模が小さかった理由は、こうした鉛直循環の弱さに求められると考えられる。

前部層状性領域は、これまで世界各地で観測されたほとんどのスコールラインには存在しなかった。前部層状性領域の成因のひとつは、対流性領域上層から前方へ吹き出す水晶や雪片が作る上層雲である。米国中西部のスコールラインも前方に広がる上層雲を持つが (Newton, 1950)、その下層には顕著な乾燥域が存在するため、降水粒子は地上に到達する前にすべて蒸発する。その結果、Smull and Houze (1987 a) の Fig. 1 の模式図のように、かなとこ雲 (anvil) となる。一方、今回は下層には乾燥域が存在せず、降水粒子は地上まで達することができた。さらに、前述のように下層には弱い上昇流



第12図 1987年5月20日10時~21時の那覇市(沖縄気象台)における自記記録。

があり (第11図 c), 降水粒子の発達を助けていた。TAMEX 期間中のスコールライン (Wang *et al.*, 1990) にも同様な前部層状性領域が見られたが、これは周囲下層の温度・湿度分布が今回と似ていたからであろう。

6. 地上気象の変化

これまでに調べてきたスコールラインの構造と振舞いが地上ではどのように反映されたかを、ドップラーレーダーの南南西 4 km に位置した沖縄気象台における地上気象の変化によって調べる (第12図)。前部層状性領域の前縁が到達した5月20日12時過ぎから強い降雨が始まり、対流性領域の通過が始まる14時35分に降水強度が 60 mm/h を越える強い降雨が観測された。この降水強度は COPT 81 の熱帯スコールライン (Chong *et al.*, 1987) とほぼ等しい。スコールラインの通過による総降水量は 67 mm であった。

強雨の始まりとともに、20分間に気温は 24.9°C から

3°C 低下し、風速は2~3 m/s から6~8 m/s に増加した。こうした変化は成熟期の降水セルがもたらした冷氣プールの先端のガストフロントの通過に対応している。しかし、冷氣プールによる気温低下は、中緯度スコールライン (~8°C; Ogura and Liou, 1980) より小さく、熱帯 (~4°C; Chong *et al.*, 1987) や、亜熱帯 (~3°C; Wang *et al.*, 1990) と同程度であった。これは中層の寒気が中緯度ほどには低温でなかったこと、さらに下層が比較的湿っており、下降流の中の雨滴の蒸発冷却が中緯度ほどには強くなかったからであろう。ガストフロントにおける風速の増加も小さく、中緯度ほどには顕著な冷氣プールが発達しなかったことを示している。

冷氣プールが顕著でなかったことを反映し、気圧の変化には中緯度のような顕著な気圧ジャンプ (pressure jump) が見られない。一方、対流性領域内の15時20分と後部層状性領域の17時30分を中心にして、いずれも1 mb 程度のゆるやか気圧上昇と降下が認められる。これらはそれぞれメソ高気圧 (meso-high) とウェーク低気圧 (wake low, Johnson and Hamilton, 1988; 小倉ら, 1991) に対応する気圧変化と考えられる。

14時40分頃の気温降下とともに露点温度も降下した。その後気温と露点温度の差は1°C 以下を保ち、この状況はスコールラインの最後部の通過後1時間を経た19時まで続いた。こうした地表付近の飽和に近い低温層は、対流規模の下降流がもたらしたものであり、Zipser (1977) が熱帯スコールラインの中に初めて見出した。スコールラインの後方に広がるこの低温層は、最下層を安定化し、対流の発達を一次的に抑制する効果を持っている。

風向変化に着目すると、前部層状性領域の通過中の20日13時過ぎから、周囲の場の流れである東南東風が次第に北成分を持つようになった。強雨開始5分前の14時30分には風向はさらに北東まで逆転した。その後、気温の急降下直後に一時的に東南東風が現れたが、強雨の最中の風向はほぼ北東であった。15時40分頃の強雨の終了とともに東成分が強まり、次第に周囲の場である南東風にもどって行った。対流性領域の通過にともなうこうした一時的な風の逆転と順転は、降水セル内の下降流がもたらした地表付近の風の発散に対応していると考えられる。

7. まとめ

1987年の梅雨期の沖縄地方に発生した亜熱帯スコール
1992年12月

ラインの構造と振舞いを、主にドップラーレーダーのデータを用いて解析した。

スコールラインは反射強度の分布から4つの領域に分けられた。前部層状性領域は、上層雲からの降水粒子の落下と下層の弱い対流によって作られていた。対流性領域には、upshear-tiltingの対流規模の上昇流が存在し、発生期、発達期、成熟期~衰弱期の3つの降水セルが前後に並ぶマルチセル型の対流を形成していた。古い降水セルは、前方中層からの流入によってシステムに相対的に見ると後方に向かって後退した。一方、新しい降水セルが前方に作られることによって、スコールライン全体は下層風とは逆方向に伝播した。遷移領域は、対流性領域のすぐ後方に位置する反射強度の小さい下降域である。後部層状性領域では、対流性領域と遷移領域の上層から運ばれた降水粒子が、弱いメソ上昇流の助けを借りて層状性降水雲を形成していた。システムに相対的な水平流は、ほぼ全層で前方から後方への流入であるが、後部層状性領域の中層から対流性領域下層には淀み層が存在した。成熟期の降水セルの最下層には対流規模の下降流にともなう冷氣プールが存在し、この先端部の上空で新しい降水セルが形成されていた。発達期の降水セルの中層には局所的な前方からの強い流入が観測されたが、これは対流加熱による水平気圧傾度によるものと考えられる。対流性領域上層には顕著な発散があり、上層雲を作っていた。

これまでに解析された中緯度や熱帯のスコールラインと比較すると、この亜熱帯スコールラインには以下のような特徴があった。

- 水平規模 (長さ460 km) と、寿命 (21時間) の点で比較的大型であった。

- 伝播速度が6 m/s と小さかった。これは、周囲の下層の風の鉛直シアーが小さかったことに起因していると考えられる。

- 周囲の環境は、成層は中緯度のスコールライン発生場に近い静力学的不安定度を持ち、風の鉛直シアーも下層にジェットを持たない中緯度型であった。ただし、米国のスコールラインのような下層の乾燥域は存在しなかった。

- スコールラインの走向は一般に周囲の下層風の鉛直シアーに対して直交型であるが、このスコールラインは平行型であった。

- スコールラインの層状性領域の中下層に一般的に見られる rear inflow は、今回は Stagnation Zone 型であ

り、システムに相対的には後方の中層空気はシステムにほとんど流入せず、内部は淀み層となっていた。

- ・後部層状性領域の後方への広がりはごく小さかった。
- ・対流性領域の前方にも層状性降水域が存在した。
- ・TAMEX の亜熱帯スコールラインと比較すると、伝播速度や rear inflow の型等に相違点が見られた。こうした違いは、下層ジェットの有無や成層の静力学的不安定度の相違に起因すると考えられる。

今回の解析によって、わが国でも本格的な亜熱帯スコールラインが発生・発達することが確かめられ、その構造や特徴が観測的見地から明らかにされた。数値モデルによってこのスコールラインの構造がどの程度再現されるかは興味あることであり、それによって上述した特徴の構造がなぜ生じたのかを知ることができるであろう。

謝 辞

この観測の実施にあたって、沖縄気象台各課の職員の方々から全面的な協力を受けました。また多くの気象資料の提供を受けました。深く感謝いたします。琉球大学からはドップラーレーダーの設置場所を、沖縄開発庁からは八重岳レーダーのデータを提供していただきました。ともに感謝いたします。これをまとめるにあたっては小倉義光氏から数々の有益な助言をいただきました。厚く感謝いたします。本研究の一部は気象研究所研究推進調整費によって行われた。

参 考 文 献

- Akaeda, K., T., Yokoyama, A., Tabata, M. Ishihara and H. Sakakibara, 1991: Evolution of kinetic structure within a meso- β -scale convective scale system in the growing and mature stages. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 2664-2676.
- Barnes, G.M. and K. Sieckman, 1984: The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1782-1794.
- Betts, A.K., R.W. Grover and M.W. Moncrieff, 1976: Structure and motion of tropical squall-lines over Venezuela. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 395-404.
- Chalon J.P., Jaubert, F., Roux and J.P. Lafore, 1988: The West Africa squall line observed on 23 1981 during COPT 81: Mesoscale structure and transports. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2744-2763.
- Chong, M., P. Amayenc, G. Scialom and J. Testud, 1987: A tropical squall-line observed during the COPT 81 experiment in West-Africa. Part I: Kinematic structure inferred

- from dual Doppler-radar data. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 670-694.
- Drosowsky, W., 1984: Structure of a northern Australian squall line system. *Aust. Met. Mag.*, 32, 177-183.
- Fovell R.G. and Y. Ogura, 1988: Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions. *J. Atmos. Sci.*, 45, 3846-3879.
- _____ and _____, 1989: Effect of vertical shear on numerically simulated storm structure. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3144-3176.
- Gamache, J.F. and R.A. Houze, Jr., 1982: Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 118-135.
- Houze, R.A. Jr., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1540-1567.
- _____ and P.V. Hobbs, 1982: Organization and structure of precipitating cloud systems. *Advances in Geophysics*, 24, 225-305.
- _____ 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.
- Ishihara, M. and Z. Yanagisawa, 1982: Structure of a tropical squall line observed in the western Pacific during MONEX. *Paper Meteor. Geoph.*, 33, 117-135.
- 石原正仁, 田畑 明, 1991: 非前線系降水システムの概要, スコールクラスターの内部循環と維持機構. 気象研究所技術報告, 第27号, 第6, 7章, 65-128.
- Johnson R.H. and P.J. Hamilton, 1988: The relationship of surface pressure feature to the precipitation and airflow structure of an intense midlatitude squall line. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1444-1472.
- 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.
- Newton, C.W., 1950: Structure and mechanism of the prefrontal squall line. *J. Meteor.*, 7, 210-222.
- Ogura, Y. and T. Takahashi, 1971: Numerical simulation of the life cycle of a thunderstorm cell. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 895-909.
- _____ and M.T. Liou, 1980: The structure of a midlatitude squall line: A case study. *J. Atmos. Sci.*, 37, 553-567.
- 小倉義光, 1990: メソ対流系の構造と組織化の及ぼ

- す環境の影響. 天気, 37, 439-465.
- _____, 永田 雅, 田畑 明, 1991: 関東北・西部山系を越える寒冷前線の変容: 事例解析. 天気, 38, 635-644.
- Rotunno, R.J. B., Klemp and M.L. Weisman, 1988: A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, 45, 463-485.
- Rutledge, S.A. and R.A. Houze, Jr., 1987: A diagnostic modeling study of the trailing stratiform region of a midlatitude squall line. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2640-2655.
- 坂尻政市, 中井公太, 小出 寛, 1992: 降雨に伴うレドーム水膜によるレーダー電波の減衰. 日本気象学会1992年春期大会講演予稿集. 247.
- 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, 117-132.
- _____ 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.
- Sommeria, G. and J. Testud, 1984: COPT 81: A field experiment designed for the study of dynamics and electrical activity of deep convection in continental tropical region. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 3-10.
- Wang T-C Chen, Y-J Lin, R.W. Pasken and H. Shen, 1990: Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-Doppler data. Part I: Kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2357-2381.
- Weisman, M.L. and J.B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520.
- Zipser, E.J., 1969: The role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance. *J. Appl. Meteor.*, 8, 799-814.
- _____, 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1568-1588.