

アメリカの雷雲について*

吉崎正憲**

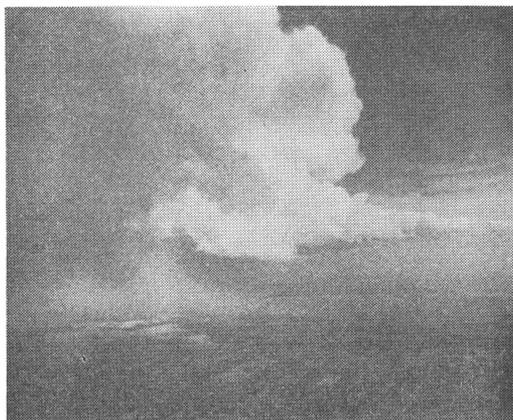
1. 序

活発な対流活動を伴うメソスケール現象として、日本では台風や梅雨前線による集中豪雨がすぐ思い出される。それに対してアメリカでは雷雲が有名である。ここではその雷雲の構造、発達メカニズムなどの力学について考えていこう。

雷雲といってもアメリカでは2種類ある。1つは air mass 型であり、南東部海岸付近に夏に発生するランドムで30分ぐらいの寿命しか持たない小さい雷雲である。もう1つは内陸の Great Plains に春から夏に発生する severe 型雷雲である(第1図)。これは水平流の垂直シアが強く中層が乾燥した状況で起こり、レーダに写るエコーは大きい。しかも寿命は長くて air mass 型と異なった様相を示す。この severe 型雷雲がアメリカ版のメソ現象である。

日本のメソ現象とアメリカのメソ現象を比較してみると、じょう乱の振舞いや雨の降り方など異なる点が多い。またこれに伴って起きる災害も自ら違う。日本の集中豪雨の場合、PPI レーダで見ると、層状雲と対流雲のエコーの合流がよく見られ、降水が局地的にしかも停滞気味に持続して、洪水や山崩れの災害を起こす。いっぽう、アメリカの雷雲の方は、小さいエコーから大きいエコーに発達して、最盛期になると一般風に対して右へ偏奇し始め、ほとんどパターンを変えずに長く持続する。雨は強く降っても少しずつ移動しているし地形も平坦なので、洪水や山崩れなど雨の災害はあまり聞かない。むしろひょうによる飛行機や農作物への被害、落雷による山火事、tornado による家屋の倒壊などの被害の方が大きな問題である。

さて、日本の集中豪雨もアメリカの雷雲も同じく対流活動が現象の主体であるのに、なぜこのような違いが生



第1図 1972年6月21日 雷雲の写真。背の高い積乱雲と雲低下に降雨がカーテン状に見られる。雲底が非常に高いのがよく分かる (Browning et al., 1976 a).

じるのであろうか? ここではこの視点から、雷雲の観測事実を紹介し、問題点を絞ってその物理的解釈を試みてみよう。

2. 雷雲の観測

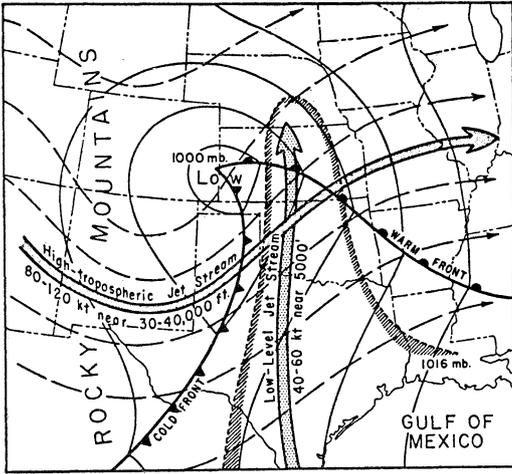
2-1. 総観場

春から夏にかけて、中西部地方にロッキー山脈を越えて低気圧がやってくると、下層にはメキシコ湾から暖かい湿った南風が入り、中層にはロッキーを越えて来た乾燥した西風が入ってくる(第2図)。この2つの流れが交差した付近では、成層は潜在不安定になる。また下層と上層にそれぞれ南風と西風のジェットが入るため、風のベクトルは高さと共に時計回りに変わり、垂直シアの強い風場となる。雷雲はまさにこうした状況に発生する。

ところで、雷雲が起こる数時間前までは、潜在不安定でありながら下層に安定な成層があって、この逆転層の

* On thunder storms in U.S.A.

** M. Yoshizaki, 東京大学海洋研究所。



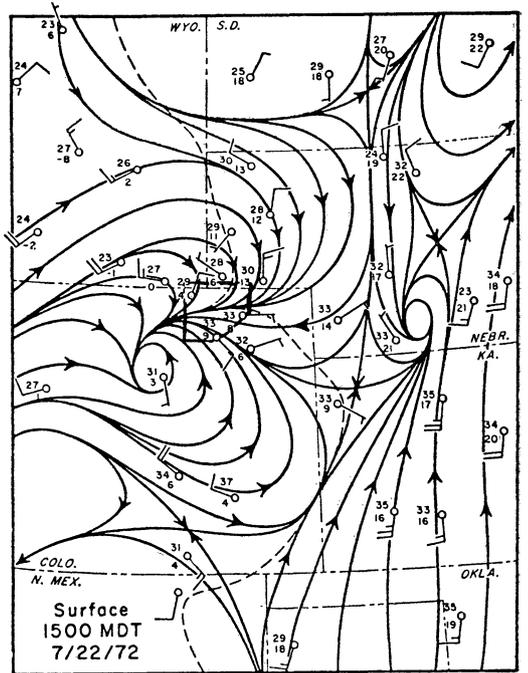
第2図 雷雲が起こる総観場。実線は地上気圧，破線は上層の流れの流線を表わす。斜線をほどこした領域は下層に侵入した湿舌を表わす (Newton, 1967)。

ため対流活動は妨げられていると言われる (Newton, 1967)。その後一般上昇流で逆転層が消失し、対流が盛んになって、組織だった積雲が見られるようになる。いったん組織化すると今度は大規模スケールの運動の掣肘を受けなくなり、独立した運動をするようになる。そのため総観場で雷雲の発生を予報できても、より細かいスケールの予報は非常に難しいことになる。つぎに組織化した雷雲について詳しく見てみよう。

2-2. Colorado thunderstorm の場合

雷雲の観測は、以前からレーダを使った PPI や RHI の観測が盛んであった (Newton・Fankhauser, 1964; Browning, 1964; Fujita, 1965)。最近は、10km ぐらいの間隔に測器を配置したメソネットでの観測、飛行機による雷雲の直接観測 (Marwitz, 1972; Sand, 1976)、ドップラーレーダによる雲内の運動の観測 (Kropfli・Miller, 1976; Ray et al., 1976) など、いろいろな角度からの情報がもたらされるようになった。また、いろいろな観測グループが集まって、1つの雷雲をそれぞれ“得意”な観測手段で観測し、それを総合的にまとめた報告も見られるようになった (Browning et al., 1976 b)。ここでは Foote・Fankhauser (1973) の Colorado thunderstorm を紹介し、雷雲に関する観測事実を述べたい。

この雷雲は1972年7月22日にコロラドの北東部に発生し長時間ひょうを降らせた雷雲で、北東州境付近に張り



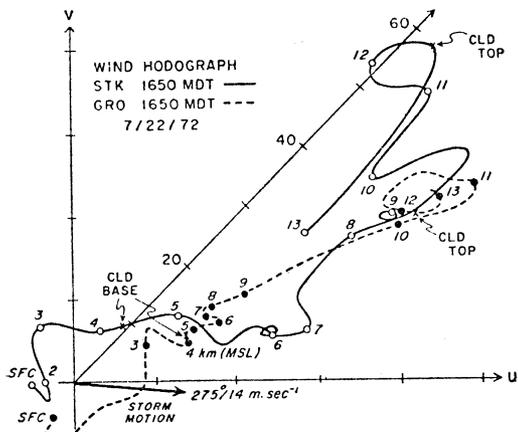
第3図 1972年7月22日15時の地上の流線、矢羽、湿度と露点温度。破線は10°Cの露点温度の等値線である。図の中央にある五角形が NHRE の観測網のある領域である。

れた NHRE (National Hail Research Experiment) のネットのもとで、多くの飛行機やレーダ、地上観測網、ラジオゾンデ網を駆使して観測された。

この雷雲が発生した時の地上の総観場は、第3図に見られるように、五角形の NHRE 領域で流線が北東方向から合流し、そこには水蒸気の急な水平傾度があって、いわゆる dry line の場であった。

NHRE 領域で東西に離れた Sterling(STK) と Grover (GRO) の16時50分における風の hodograph を第4図に示す。雷雲の進行方向にあたる Sterling の風に着目すると、雲底下に南風が入っているが高さと共に西風が強まり、3次元的な風の場合であることがわかる。とくにシアに関して、この図で右上がりのリアシアが目立つ。ただし、ここでは高さと共に単調に風が強くなる場合をリアシアと呼ぶ。必ずしも直線的に風が強くなることを意味しない。

Sterling の成層 (第5図) に関して、大雑把に言えば、温度は 500mb 付近まではほぼ乾燥断熱に沿って減っている。このため、ここでは気塊が凝結なしに持上ら



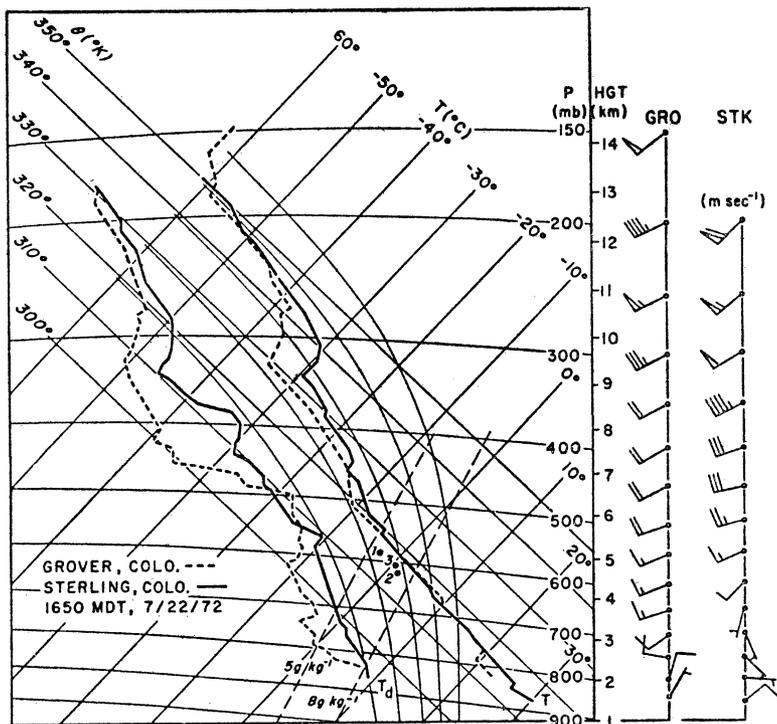
第4図 Sterling (実線) と Grover (破線) で放球されたゾンデのホドグラフ。数値は高さ (km MSL) を表わす。太い実線はエコーの速度ベクトルを表わす。

潤断熱よりも小さい温度減率をもち安定な成層である。つぎに露点温度について言えば、温度の曲線と離れていて非常に乾燥している。しかし全体として潜在不安定の場である。

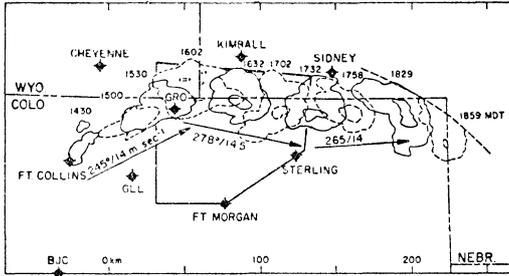
さて、雲底高度を、地上の気塊が混合比を保存しながら持上がって凝結する高さと考えると、地上付近の混合比は約 $8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ であるから、雲底高度は約 600mb である。つまり地上から約 3.0km の高さに雲底があることになる。熱帯や日本の梅雨期の雲に比べて、この雷雲の雲底高度が異常に高いのに驚いてしまう。これは中西部地方がもともと乾燥しているせいで、下層にメキシコ湾から湿った気流が入って来ると言っても、日本の台風に伴って入って来る湿った南風のなま暖かさとは大分違った感じを与えるだろうと予想される。

さてこの雷雲の発達から減衰までの動きを PPI レーダで見よう (第6図)。ここには30分毎のエコーが示されているが、エコーの動きは14時30分から16時00分頃まで、850mb から 200mb までの一般風の平均ベクトルとよい一致をみせている。しかしそれから以降は右

でも、負の浮力は小さい。またそれ以上の高さでは、湿



第5図 Sterling (実線) と Grover (破線) での温度と露点温度をプロットしたテフィグラム。右上がりの破線は等混合比線を表わす。

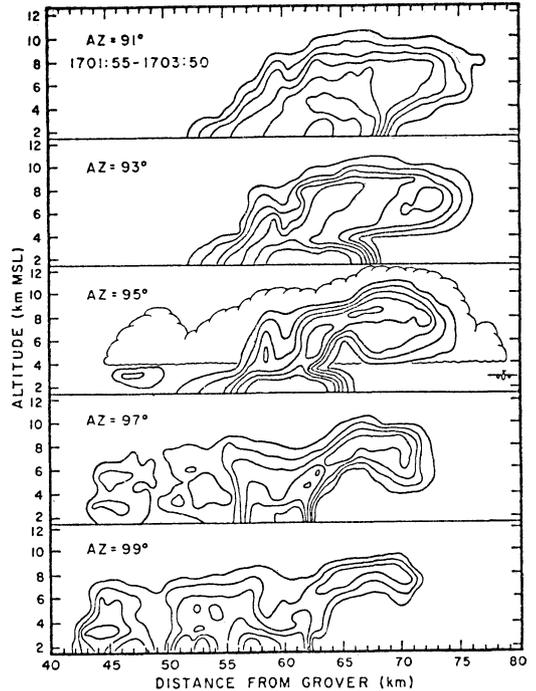


第6図 Storm の進路から 200km 南にある Limon から見た PPI エコー。ベクトルはエコーの速度ベクトルを表わす。

へ大きく偏奇して、第4図の hodograph と比べてどのレベルの風とも一致しない。つまり最盛期になると、一般風の方向から右へ大きく偏奇して移動するようになる。このように右へ偏奇した結果、雷雲に対する下層の相対的な吹き込みは増加しており、Newton・Fankhauser (1964) はすでにエコーサイズと下層の水蒸気補給の間に相関がある事を指摘している。

PPI レーダに写るエコーに関して、この動きは位相のようなもので物質の動きを示している訳ではない。ここでは対流雲が生まれては消えて世代交代しながらエコーパターンを作っているのである。雷雲の最盛期になると、対流雲の世代交代が極めてスムーズに行なわれて、エコーパターンがあまり変化したように見えない。この様子を quasi-steady あるいは long-lasting であると言う。

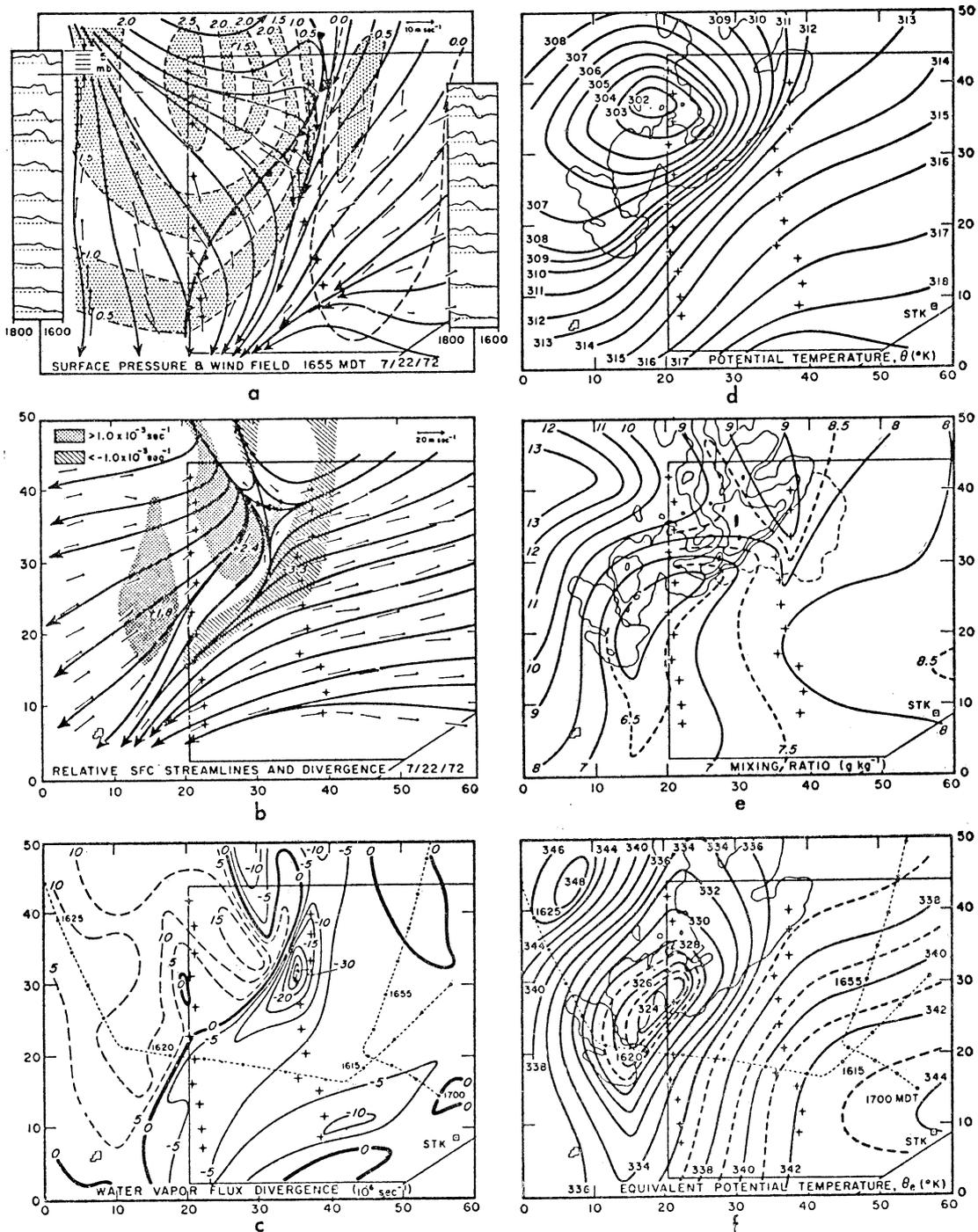
第7図に17時の Grover から見たこの雷雲の RHI を示す。5dB 毎に等値線が引いてあり、主に雨やひょうの分布を表わす。この断面図は方位角が90°近くであるので、東西断面と考えてよい。特に真中の図は、西側に地上まで達する降水があり、東側にはオーバークラウド状に降水が分布するのが見られる。ここを PPI で見ると、この間のエコーのない部分は円状に見える。これを Browning (1964) は円天井 (vault), Chisholm (1970) は WER (weak echo region) と呼んだ。この WER が存在する事は雷雲の特徴であり、Browning (1964) はこれが上昇域であると予想した。彼は、エコーが弱いのは、ここでは水蒸気は凝結しているものの、まだ降水粒子が十分大きく成長していないからだと考えた。後年、飛行機による直接観測、飛行機で撒いた chaff (アルミニウムで被膜した軽いグラフファイバー) のレーダによる追跡 (Marwitz, 1973), またドップラーレーダによる雲内の運動の観測などから、この予想は確かめられた。



第7図 Grover から東の方向に見た RHI エコーの分布。20 dBZ から 5 dBZ 毎に等値線を入れている。雲の輪郭が真中の図に模式的に入っている。

第7図の RHI のエコーの分布から、WER で上昇した気塊のうち、上層の流れで東側へ出てゆくものもあるが、雨滴による下降流に乗って西側へ地上に落ちるものもあるように考えられる。ところが、この2次元断面での一般流は、下層では東風、上層では西風のリエアシアであって、この循環はシアに対して逆に傾いている事になる。いわゆる upshear tilting の循環である。このような循環系は Colorado thunderstorm のみならず多くの雷雲の中に見られ、今では対流活動が持続するための必要条件のように考えられている。

第7図のオーバークラウドした構造と WER はひょうの生成に関して重要な意味を持っている (Browning, 1964; Browning・Foote, 1976 a)。この付近では、ひょうは自らの重さで落下しても、WER の上昇流でまた持上げられる。こうしてひょうは成長しやすい環境に長く滞空し、上下運動を繰返しながら層状に大きくなって、最後には upshear tilting の流れで降水域に運ばれて落下する。大きいひょうになると野球のボール大にな

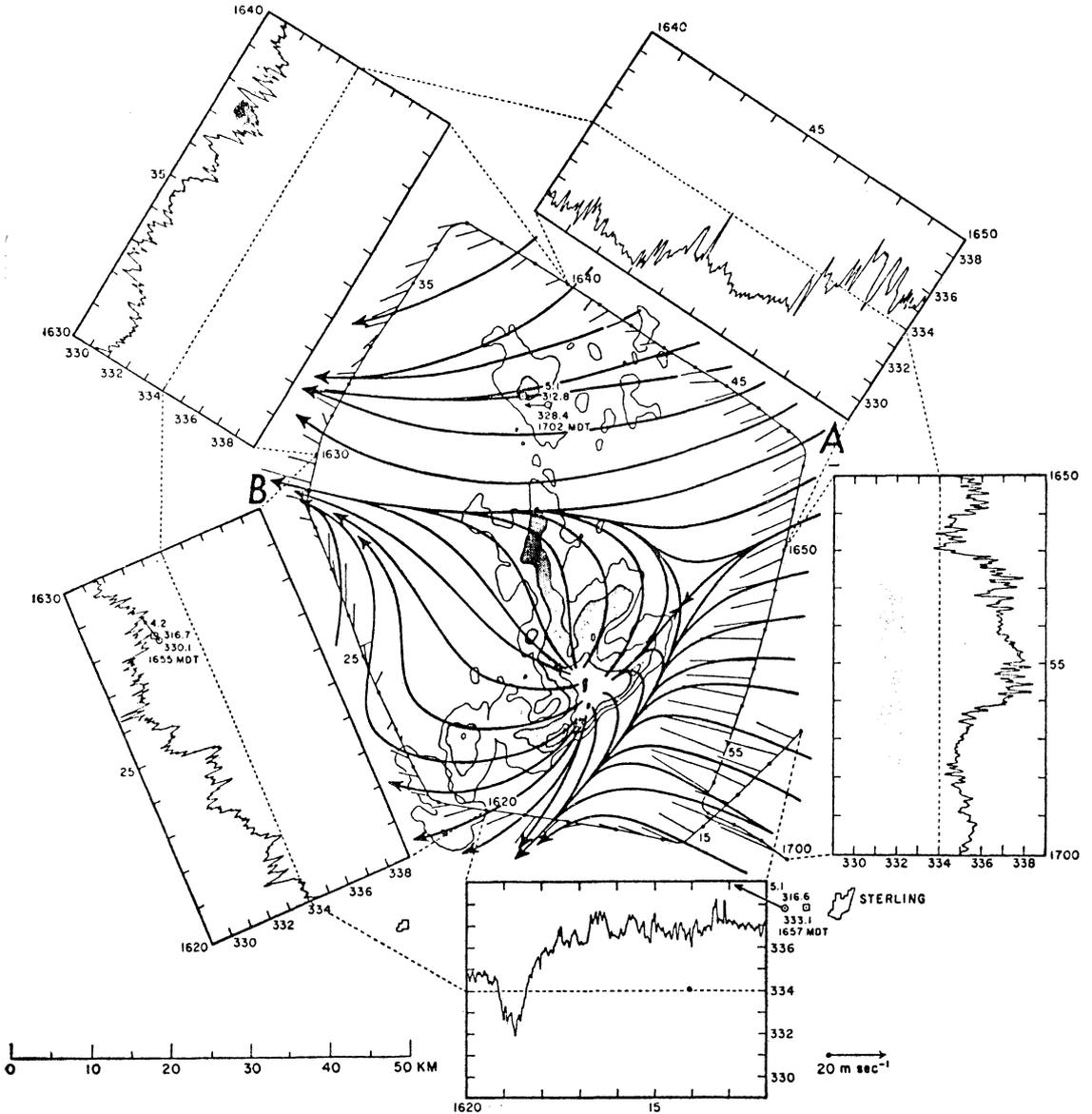


第8図 十字の印の観測点で観測された時系列データから、16時55分に時空変換して得られた地上の分布図。ワクの数值は km 単位の距離を表す。(a) 地上気圧と風。気圧の時系列が左右に示してある。寒冷前線の曲線は温度が急降下した場所を示す。(b) 相対流線と発散量。(c) 水蒸気発散量。(d) 温位と等エコー線。(e) 混合比と等エコー線。(f) 相当温度。

り、研究者はアメリカンフットボールの防具を着て、ひょうを集めに戸外に出るという。

つぎに地上の観測について触れてみよう、NHRE 領域に観測点を約 3 km 間隔に南北に並べ、さらに同じような観測点を約 16 km 離れて東にもう 1 列置いた。こう

して得られた時系列データを時空変換して、16時55分の空間分布に焼き直したのが第 8 図である。まず、(a) は流線と気圧分布を表わし、これから流線の合流する付近に収束線*) (風が反転する不連続線で、最大の収束場) があることがわかる。このフロントの西側には 2.5 mb



第 9 図 16時55分のレーダエコーに相対的飛行路、雷雲に相対的な風ベクトルと流線、および時間(空間と考えてもよい)の関数としての相当温位が示してある。

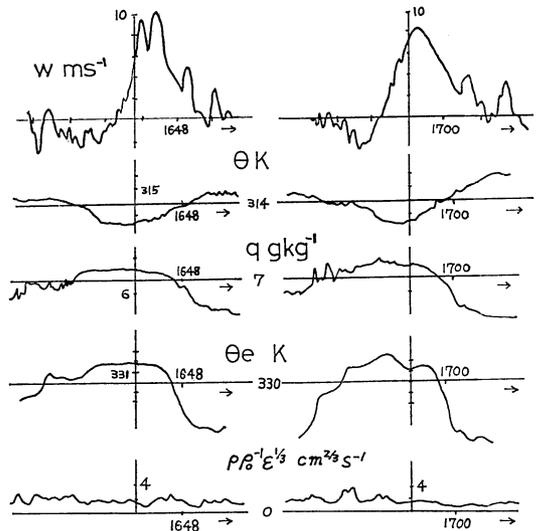
*) gust front は強い突風を伴う不連続線であるが、収束線の位置にだいたい一致している。

に達する高気圧があるが、東側の低気圧は 0.5mb と高気圧に比べてそう強くない。この高気圧は、広がり方が 20~30km あるため、meso high と呼ばれる。またそれぞれの観測点の気圧の時系列を見ると、高気圧へのジャンプが顕著であり、pressure jump と呼ばれる。(b)はエコーの動きに相対的な流線と発散を、および(c)は水蒸気収束を表わす。フロントの東に収束場が、西に発散場がある。(d),(e),(f)はそれぞれ温位、混合比とレーダエコー、相当温位を示す。収束線の西側にエコーがあり、ここで温位や相当温位の水平傾度が大きくなっている。cold dome と呼ばれる寒気が収束線の西側にコア状に存在し、周囲に比べて温位が 15K 以上も低い。それに対して、混合比の分布は収束線の西側で $6\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ と乾燥しているが、西に行くにつれて徐々にふえて、周囲の $8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ よりも大きくなっている。これは降雨のせいだ、このような湿った分布がずっと西に続くわけではない。相当温位に関して、最低値 324K は相当温位の垂直分布から 500mb 付近に一致するので、ここのレベルの気塊が下降流で落ちてきたと言われる。また、周囲はこれよりも 20K 高いから、凝結したら垂直方向に少なくとも 20K の温度差をもつ潜在不安定であることがわかる。

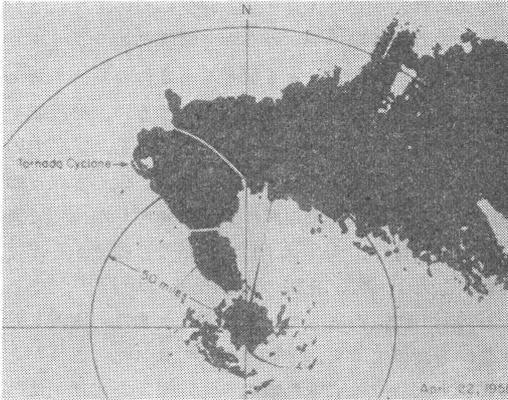
地上の観測結果をまとめると、地上の降水域は冷たくて高気圧であり、しかも流れは発散である。エコーの進行方向に収束線があり、そこで気圧のジャンプや急激な温度変化が見られる。また、そこで下層の気塊を持ち上げ雷雲に補給しているように見える。

さて、この雷雲が NHRE 領域を通過する時に、NCAR の 2 機の飛行機が雷雲の周りを地上約 1.7km と 1.0km の高度で飛んで、風や温度などを観測した。第 9 図に、1.7km の高度の相当温位の時系列と雷雲に相対的な流線を示す。この時この雷雲は非常に定常に近かったので、これを 1 周するのに約 50 分かかったものの、時空変換を行ない、相当温位の時系列はそのまま空間分布とみなす。流線に関して、エコーの中心から湧き出しがあり、北東から南東にかけて合流しているのが見られる。また、エコーの北には別の気流系が見られるが、ここではエコーの南東にある合流線付近に着目しよう。相当温位の分布を見ると、合流線を東から西に横切った時、約 337K から基準線の 334K 以下に急激に落ちる。この落差は地上で観測されるほど大きくはないが、地上と同じ傾向を示し、雷雲に流入する気塊とこれから流出する気塊がはっきり判別される。

つぎに雲底下での質量と水の収支について触れておこう。2 機の飛行機が一定の高度で雷雲の周りを一周しているので、地上のデータも加えると 3 つのレベルで一周した領域の水平フラックスが評価できる。上昇流域をレーダエコーの分布から約 800 km^2 とすると、雲底下の上昇流は質量の収束から約 3 m s^{-1} となる。水収支の方は、地上から雲底までの間に 13.0 kton s^{-1} が入って来て雲底を上を抜け、 4.5 kton s^{-1} がこの領域から出ていった。したがって、正味の流入は 8.5 kton s^{-1} である。それに対して、雨として地上に達した水は、観測した降水量から評価できて、 2 kton s^{-1} であった。これから、雲底を上を抜けていった水のうち降水として地上に落ちた分は、たったの 15% にすぎなかった事がわかる。この降水効率は、熱帯の積雲に比べて非常に悪い (Ogura, 1975)。この原因として、海洋と内陸とでは凝結核の大きさや個数が違うので、雨滴の生成率が違うとも考えられるが、むしろ主な原因は、雲底下で下降流と共に落ちる雨滴がどんどん蒸発して、雨滴が減ってしまったためと考えるべきであろう (Newton, 1966)。序でアメリカの雷雲で降水による被害をあまり聞かないと書いたが、このような降水効率の悪さが雨による災害を小さくして



第10図 1970年6月15日の Fort Morgan Storm の飛行機による雲底付近の上昇流、温位、混合比、相当温位、および乱流強度の観測例。横軸は時間で、1分毎に印が入っている。この図は、Marwitz (1973) の第11図の一部を書き直したものである。



第11図 hook echo の PPI 写真。この hook echo を伴ったエコーの主要部は2本の白い線の内側である。これは南南東へ 37kt で進んでいる (Fujita, 1965)。

いるのかも知れない。

2-3. 他の観測例

つぎに、Foote・Fankhauser (1973) から離れて他の観測例を見てみよう。まず飛行機による直接観測の結果について触れておく。第10図に WER の雲底付近での上昇流、温位、混合比、相当温位、乱流強度を示す (Marwitz, 1973)。上昇流が強い付近で、温位は周囲より 2~3 K 低くなっている。つまり負の浮力が働いている。しかし混合比は増えており、結果的に相当温位は高くなっている。この量は上昇運動では保存量であるから、ゾンデで測った相当温位の垂直分布から、上昇流域の気塊は地上付近からやって来た事がわかる。また、上昇流域では乱流は極めて弱く、広い領域にわたってスムーズで層流的な上昇流がある。これに対して、降水のある下降流域および上昇流域でももっと上層では乱流的であると言われる (Sand 1976; Marwitz・Berry, 1971)。

PPI で雷雲を見ると、WER 付近に鉤状のエコーがしばしば観測される。これを hook echo と呼ぶ。スケールは 10km ぐらいで、日本でよく見られる渦状エコーに比べて、スケールはちょっと小さい (滝野, 1974; 秋山・松本, 1970; Arakawa, 1967)。第11図のように、低気圧性の渦がエコーの進行方向の右側に見られ、tornado と呼ばれる数百スケールの竜巻をよく伴う所から、tornado cyclone とも言われる。

tornado*) はスケールこそ小さいが、その代わり渦の

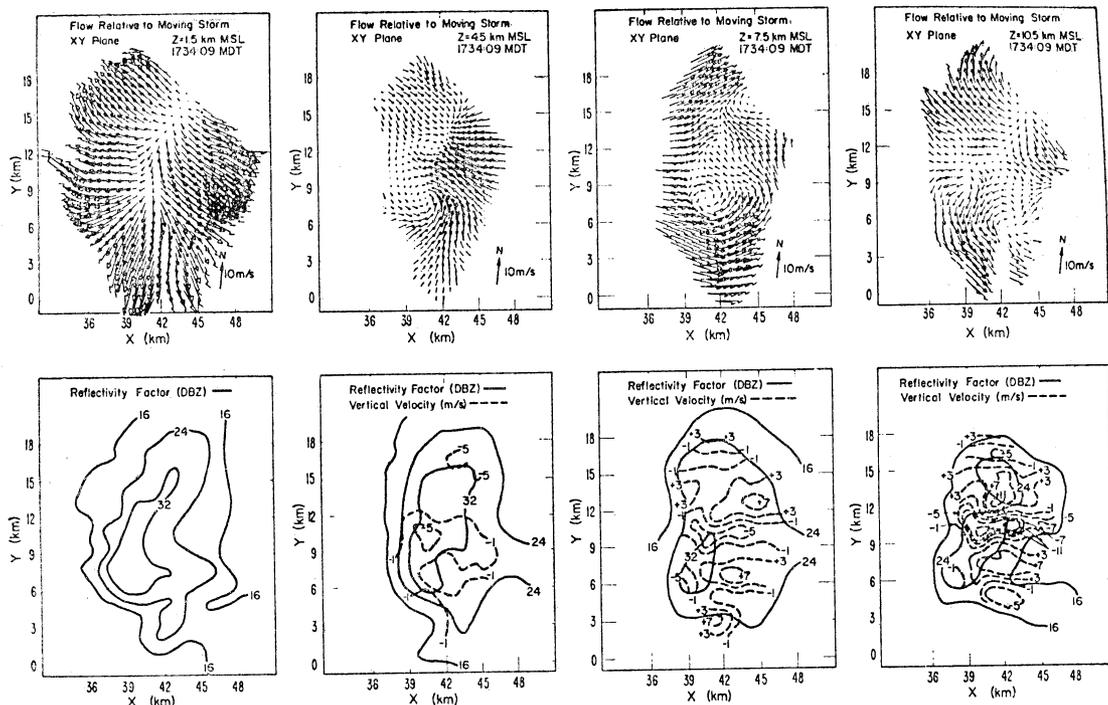
*) 3次元の運動や内部構造は今だよく知られていないので、Lilly (1975) によれば、tornado は対流圏気象学の最後のフロンティアであるようだ。

強さは強烈で、中には 100 ms^{-1} 以上の風を吹かせるものもある。この強烈な風のため、大型トレーラーや大木が空中に吹飛ばされたり、家屋が壊されたりする。tornado による被害の様子は、Fujita *et al.* (1970)、藤田 (1973) に詳しい。tornado の渦度に関して調査結果によれば、アメリカでは99%までが正の渦度を持ち、負の tornado はわずかで1%しかない。ところが南半球のオーストラリアの場合は、逆に負の渦度をもつ tornado が圧倒的で95%を占めていると言われる (藤田, 1973)。

tornado は回転している雷雲にのみ発生ししかも雷雲と同じ符号の渦度を持つ事が多いので、雷雲の回転および hook echo の成因に関して、藤田 (1973) は、地球の回転が最も重要だと考えた。ところが負の渦度を持ち左へ偏奇した雷雲の報告もあり (Hammond, 1967)、また1つの雷雲から左右に分裂しそれぞれ鏡像の関係を保ちながら発達した雷雲の場合もあって (Fujita・Grandoso, 1966; Charba・Sasaki, 1971)、渦度の正負を決定するのは必ずしも地球の回転だけではない。

近年、ドップラーレーダの登場によって雲内の運動が分かるようになり、その結果、雷雲の渦度の生成原因に関して有効な情報をもたらすようになった。つぎにドップラーレーダによるみごとな結果を示そう (Kropff・Miller, 1976)。この時風の場合は、雲底 (地上 2.6 km の高さ) 以上では $9 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ と弱いながらも複雑なシアの場であった。ただ X 方向には、流れは単調に強くなっており、リニアシアであった。このような風の中で観測された水平面での風、エコー分布および上昇流を第12図に示す。上昇流は各レベルの発散量から連続の式を用いて計算した。地上 (1.5km MSL) では、強いエコー領域には強い発散流がある。上に行くにつれて、きれいな正負の渦が見られ、この渦の中心は上昇流と下降流の間にある。そのため、この渦は上昇流が下層の運動量を、下降流が上層の運動量を運んだためにできたと考えられる。いわゆる立ち上がり項 (tilting term あるいは twisting term) のために、渦が作られたのである。この場合、渦を作るのに地球の回転は必要なく、シア流の中で対流が起これば十分である。

つぎに XZ 面での流れを示す (第13図)。X 方向に流れは右上がりに強くなっているのに、左側に傾いた上昇流が見られる。RHI から予想されたように、upshear tilting updrafts を持つ循環系が確かに存在することがわかる。



第12図 ドップラーレーダによって観測された水平面での相対的な流れ。高さは 1.5km (地表), 4.5km (雲底付近), 7.5km, および 10.5km である。下図はレーダの反射強度と上昇流の等値線を示す。

3. 雷雲の物理モデル

今まで Colorado thunderstorm を中心に観測結果を見てきたが、説明を要する問題がたくさん出てきた。ここではそれを4つの問題に分け、それぞれのメカニズムや構造の説明を試み、雷雲のイメージをつかもうと思う。ここでは多分に筆者の主観と独断が入ると思うが、それはお許し願おう。4つの問題として、

- (1) 地上で観測される cold dome, pressure jump, 収束線の生成の説明
- (2) エコシステムが右へ偏奇する理由。
- (3) upshear tilting updrafts と定常的な対流活動の説明
- (4) hook echo や回転する雷雲の渦の成因。

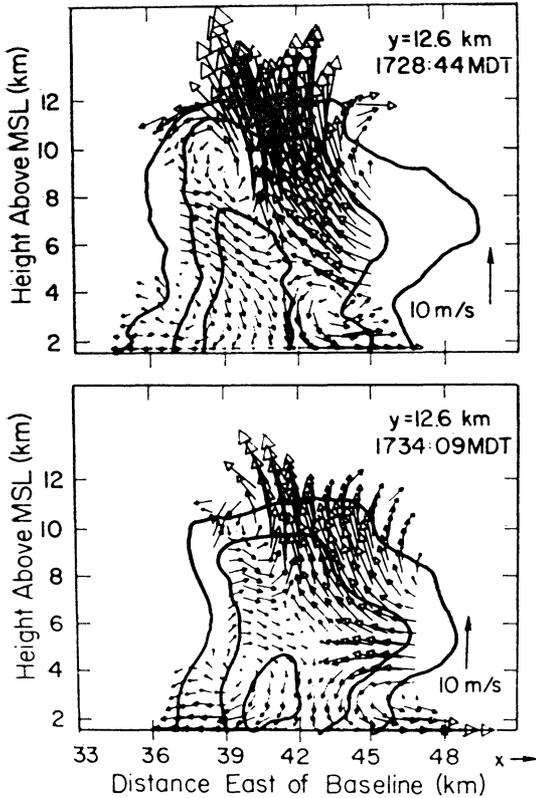
である。他にもスケールが小さい tornado の成因、ひょうの生成に関する雲物理学からの問題など沢山の問題があるが、ここでは雷雲の力学だけを考えよう。

3-1. 地上で観測される cold dome, pressure jump, 収束線の成因

降雨域が高気圧性の cold dome になる事を、Fujita (1959) は雲底下の雨滴の蒸発によって説明している。

地上にある気塊が上昇流で持ち上がり、雲内を通ってまた雨と共に地上に落ちる場合を想定してみよう。その温度変化を考えてみると、気塊が上がる過程では凝結まで乾燥断熱で温度が下がり、凝結した後は湿潤断熱で温度が下がる。この気塊が雲内で雨滴をたくさん含んだとすれば、気塊が下がる過程では、雨滴が蒸発して湿潤断熱で温度は上がってゆく。もしも、雨滴が十分あって蒸発がずっと続けば、雲底下でも同じ湿潤断熱で温度は上がる。結局上昇流域と下降流域との温度差は雲底下に現われ、そして雲底高度に比例して地上の温度差は大きくなる。この事は実際の観測から確かめられる。第14図に、飛行機で観測した 1.5km の水平温度分布と地上での分布を示す。地上では下降流域の温度降下が顕著であるが、1.5km 上空では上昇流域も下降流域も温度は変わらず一様である(上昇流域は周囲よりも温度が低くなるが、数度ぐらいで地上ほど大きくない)。このように、cold dome の成因はもっぱら雨滴の雲底下での蒸発であり、そして cold dome を際立たせたのは、中西部地方の乾燥した気候による異常な雲底高度と言えよう。

下降流域が高気圧であるのは、動圧の効果もあるが、



第13図 $x-z$ 面で反射強度の等値線と風ベクトル。
エコーは X 方向に進んでいる。

主に下降流域が上昇流域より冷たい事による静水圧の違いで説明される。雲底下の温度断熱が上昇流域で乾燥、下降流域で湿潤であり、また雲底付近で温度変化が小さいと仮定しよう。そうすると、雲底高度 1 km で地上に約 4° の温度差ができる。この時地上気圧に約 0.8 mb の違いが生じる。したがって、雲底高度が高ければ高いほど、meso high は目立って強くなる事になる。

つぎに、この下降流域で雨滴の蒸発が盛んな事が、流れにどのような影響を与えるか、力学効果の方を考えてみよう。雲内の下降流は、主に雨滴が自らの重さで落下する事と雨滴の蒸発のために引きこされる。それが雲底下に達すると、雨滴の蒸発が盛んになって気塊を大いに冷やし、負の浮力が大きくなる。そうすると、下降流は下向きの加速を受けてますます強くなり、最後には地面と激突して、水平方向に広がる発散流となる。この流れの様子を地表面で見ると、湧き出しの流れのように見えるであろう。実際には、一般流があり運動量の輸送もあ

るから、この湧き出しは対称性を失い、発散流と一般流が拮抗した方向に風の反転を伴う不連続線を生じる。これが収束線であり、gust front に一致する。

このような発散流に関して、この流れが cold dome から広がっているように見えるため、あたかも最初に水平方向に密度差があって、その位置エネルギーから作られる重力流(密度流)という見方もできる(Charba, 1974)。しかし上に述べたように、この発散流は下降流から続いているので、重力流の効果は発散流の全てを説明するものではない。

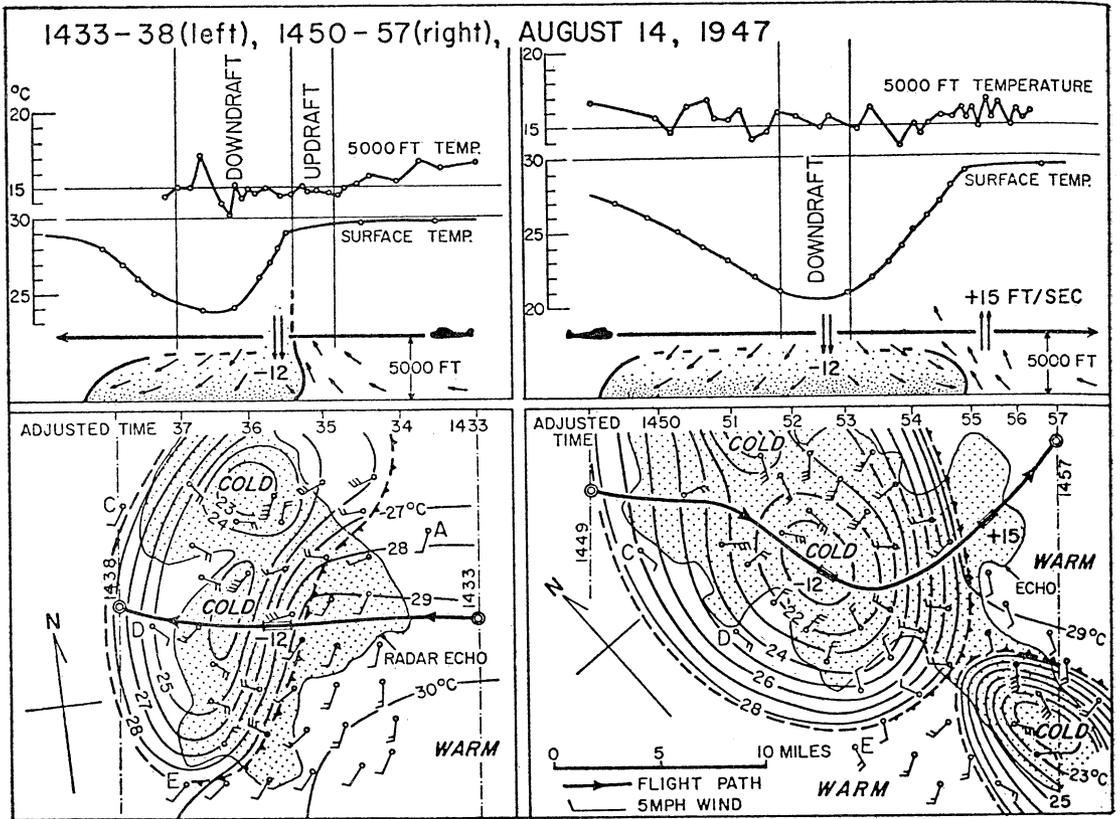
地上の観測事実の中で pressure jump に着目して、Tepper (1955) は、重力波が有限振幅で歪んで波高が時間と共に鋭くなったためだと考えた。この考え方は対流現象を全然考慮していないし、また他の観測事実をうまく説明するものではないが、Abdullah (1966) はこの考え方を台風に伴う rainband の pressure jump に適用した。

以上のように、雲底が高いならば地上のいろいろな観測結果を説明するのに都合がよい事がわかった。しかし、こんなに雲底が高くて乾燥した成層でよく対流が起こると不思議に思うかも知れない。ところが、潜在不安定な場で積雲が起こりやすいか否かは、凝結高度に下層の気塊を持上げる事が容易かどうかの問題なのである。第5図のような成層では、下層の温度減率が乾燥断熱に近いので、負の浮力は小さい。したがって、何らかのメカニズムで地上の気塊を持上げれば、積雲は十分立ち上るのである。逆に、たとえ雲底が低い場合でも、下層の温度減率が乾燥断熱よりも湿潤断熱に近ければ負の浮力が大きく、凝結するまで持上げるメカニズムが強くない限り、積雲は起こりにくい事になる。アメリカの雷雲の場合、下層は乾燥断熱に近い成層であり、しかも収束線のような地上の気塊を持上げるメカニズムを持っているから、雷雲は自己再生ができる系になっている。

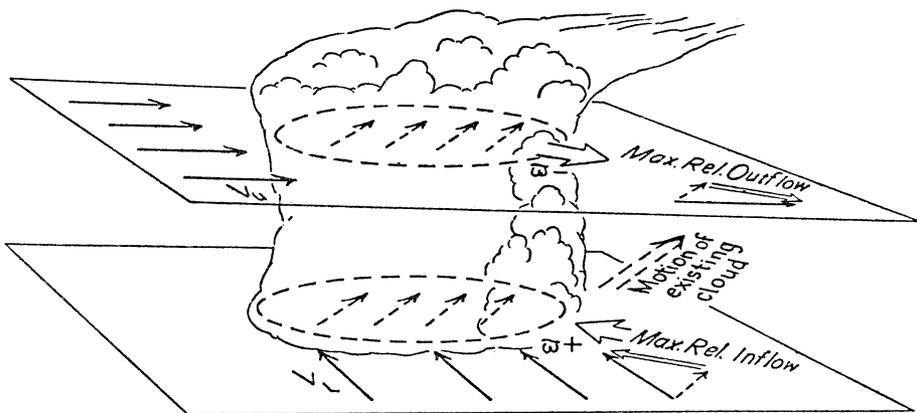
3-2. PPI で見たエコーシステムが一般風に対して右へ偏奇する原因

エコーシステムが一般風に対して右へ移動すると言っても、これらの動きは対流雲複合体の動きであって、個々の対流雲の動きではない。個々の対流雲の動きは多分に一般風と同じ方向に動いている。しかし、新しいセルが複合体の右側で生まれ、古いセルが左側で消えるため、全体としては一般風の方向に動かず、右へ偏奇したように見える。

Newton (1967) は、第15図のように高さと共に風向



第14図 雷雲の地上温度分布と 1.5km 上空の温度分布、下図に飛行機の飛行コースが太い実線で示してある。



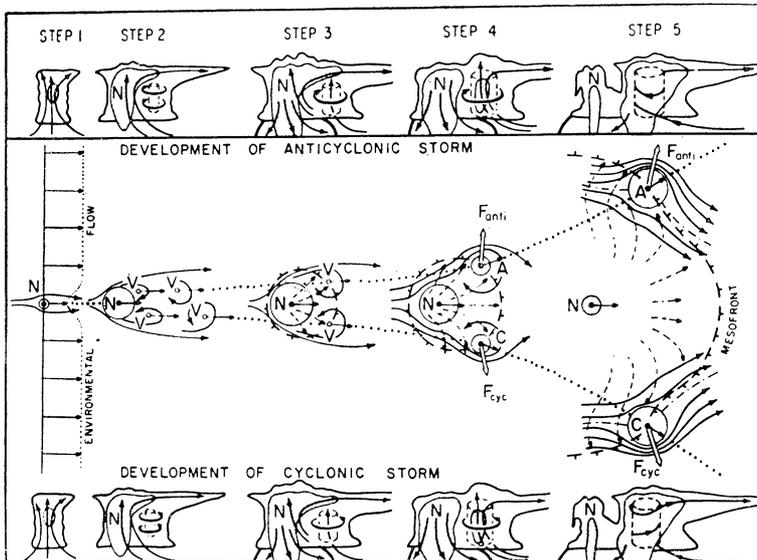
第15図 風が高さと共に変わる場での雷雲の模式図、実線、破線、白ぬきのベクトルは、それぞれ一般風、雷雲の平均運動、および雷雲に相対的な風の流れを示す。

が変わる風の流れを考え、雲内の対流によって運動量の混合が起こり、その結果周囲と雲の間に収束発散を作ると考えた。実線と破線のベクトルはそれぞれ周りの風、雲の平均ベクトルを表わす。このように雲の平均ベクトルが周囲の風と変わってしまうと、雲に対する風は、白抜きのベクトルのように下層では流入、上層では流出になり、結局雲は進行方向の右側に再発達しやすくなる。これが、エコーが右に偏奇することに関する Newton の説明である。しかしながら実際の問題は、雷雲に相対的な風のシアの形が問題なのであって、雷雲の再発達はリアシアかジェットシアかで左右される。この点について、残念ながら Newton は触れていない。

つぎに、雷雲が回転している事実に着目して出てきたのは、回転している野球のボールがカーブする原理で偏奇を説明する考え方である（マグナス効果と言う）。Newton・Fankhauser (1975) によれば、Byers (1942) が rotor effects として最初に言い出したらしいが、Fujita, Grandoso (1968), Charba・Sasaki (1971) らがこれを詳しく論じた。1つの雷雲が、2つの正と負の渦度をもつ雷雲に左右に分かれて発達した例から、エコーの偏奇を模式的に説明したのが第16図である。真中の図は上から見た雷雲の（多分上層の）平面図である。その上下の図は横から見た図である。最初の雷雲（N）が、川の流

れに立つ杭のような働きをして、後方に渦を生じる。つぎにNの下降流から収束線ができ、その渦に上昇流ができる。こうして新たに2つの雷雲ができるが、この時それぞれの渦の方向は逆である。そのためマグナス力が反対方向に働いて、2つの雷雲は離れてゆくことになる。これがマグナス力を使ったエコーの偏奇の説明である。この考えによれば、回転方向が逆の雷雲は互いに離れてゆく事も、アメリカの雷雲の大部分が正の渦度を持ち右へ偏奇することもうまく説明できる。しかしこの考えには問題がある。1つには、雷雲を野球のボールのように剛体と考えた点である。PPI に写るエコーは、剛体と言うよりも位相であって、エコーにいくらか働いても、力の方向にエコーが動くとは限らない。またこのモデルでは渦と対流運動の結びつきが不明確なのである。なぜ渦と上昇流が一体となるのか？あまり必然性はない。また、対流の再発達という全体のエネルギーを賄う対流雲の動向を、2次的に生じた渦が関与しないし決定すると考えた点も納得がいかない。

このようにマグナス効果でエコーシステムの偏奇を説明するのは少々難しい。3-4で述べるように、ここでは、渦は対流の2次的効果で生じたと考え、Newtonと同じく偏奇の原因は雷雲の再発達の方向という観点で考えていこう。ただし、シアの形を再発達しやすいよう



第16図 雷雲の分裂する過程を示す模式図。上図が、高気圧性渦を持つ雷雲の垂直断面図であり、下図は低気圧性渦を持つ雷雲の垂直断面図である。真中の図はそれを上から見た平面図である。Nは分裂する前の雷雲を示す (Fujita・Grandoso, 1968)。

に考慮しておく。そうすると、雷雲のエネルギー源は潜在不安定であるから、この再発達の問題は、言換えると不安定を顕在化させるメカニズムがはたしてエコーの進行方向の右側にあるかという問題になる。そのメカニズムとして収束線がある。第4図のように雷雲の起こりやすい風の場合、収束線がエコーの進行方向の右側にできやすい事は4の数値実験からわかる。

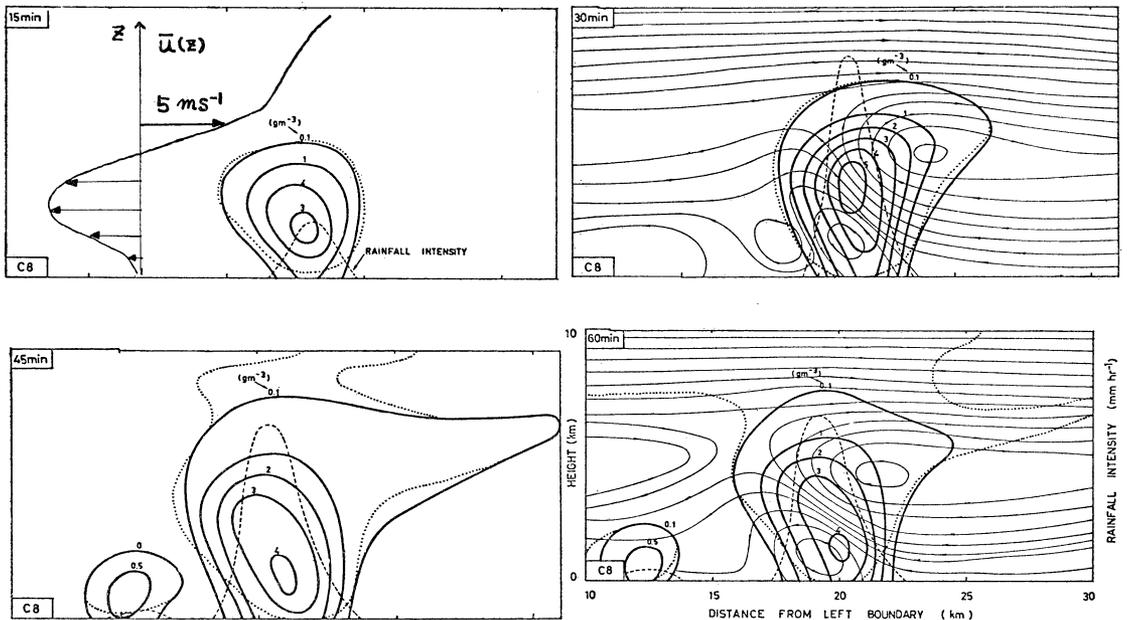
3-3. upshear tilting updrafts と定常的に持続する対流活動の説明

upshear tilting updrafts を持つ循環系のもとでは、下層の新鮮な気塊は、持ち上がって凝結してエネルギーを放出する。その後、エネルギーを放出して活性をなくした気塊は、下降流でまた下層に落ちてきて、最終的に下層の流れに乗って雷雲から遠ざかってゆく。このような循環系では、新鮮な気塊と活性をなくした気塊とが別々の道筋を通るため、2つの気塊が混合する事が少なく、エネルギー効率が良い。これは自然界の作り出した内燃機関であり、対流活動が長時間持続するには非常に都合よくできている。upshear tilting updrafts を持つ循環系は対流活動を自動的にしていると言ってよからう。また、ひょうの生成に関して、このような循環系は WER やオーバーハングした構造を与えるし、しかも定常的な

で、ひょうが成長するのもよく説明できる。

それでは、このような循環系は、線型論や数値実験でも簡単に求まるのだろうか？ 残念ながら答えはノーである。Asai (1971) は、線型論でリニアシアの流れの中の対流は downshear tilting updrafts しか持たない事を示した。また数値実験でも、Hane (1973) を除いて、downshear tilting updrafts の対流雲しかシミュレートできなかった (Takeda, 1971; Schlesinger, 1973; Wilhelmson, 1974)。なぜなら、上昇流で上がった気塊はシアの方向に流され、そこで雨滴による下降流に乗って下層に落ちるためである。その結果、下降流は必ず下層の風上にできるため、新鮮な気塊と活性をなくした気塊がそこで混合してしまい、対流は減衰してしまうのである。つまり air mass 型雷雲をシミュレートしたにすぎない。したがって、問題は、シアの方向に流れる雨滴をいかにして upshear の方向に流すかである。対流活動を長時間持続させるためにも、この問題は severe 型雷雲のモデル化の重要なポイントである。

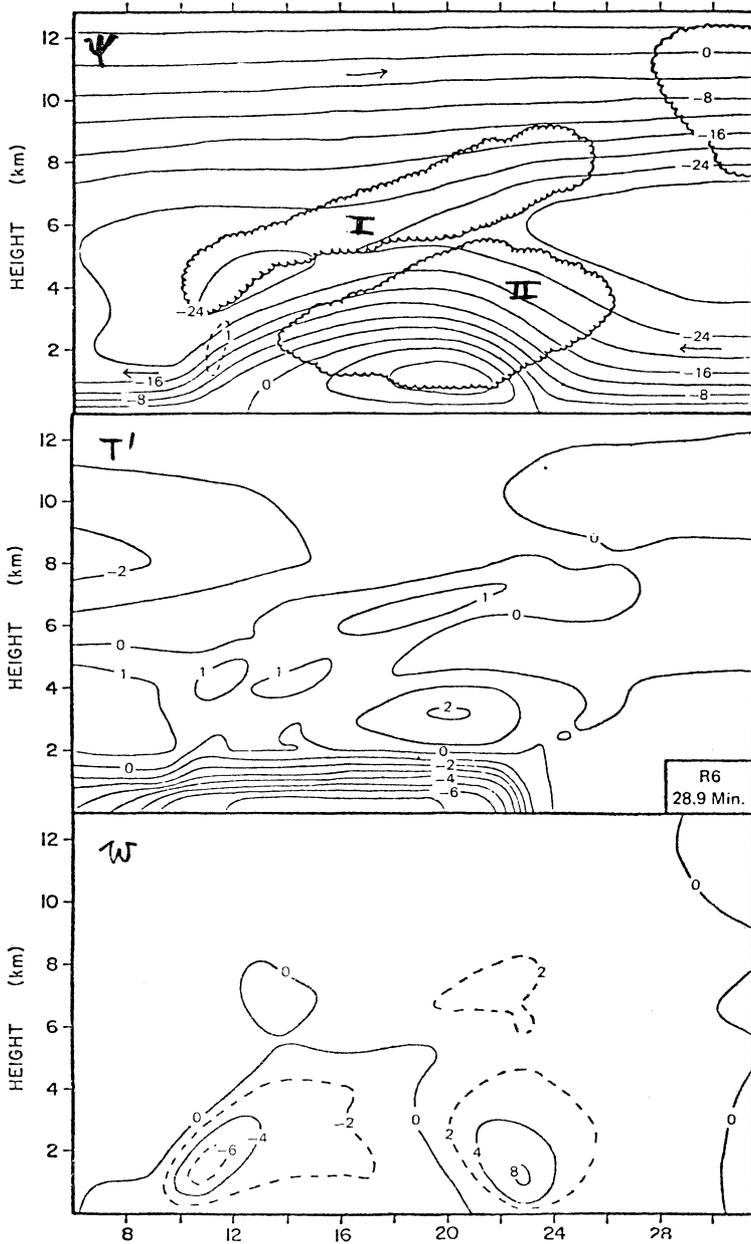
Takeda (1971) は、降水粒子の粒度分布をモデルに入れて、その落下速度の違いによるふり分け効果を期待した。それにジェットシアをうまく組合わせて、upshear tilting updrafts と定常的な対流活動の2つを同時に説明



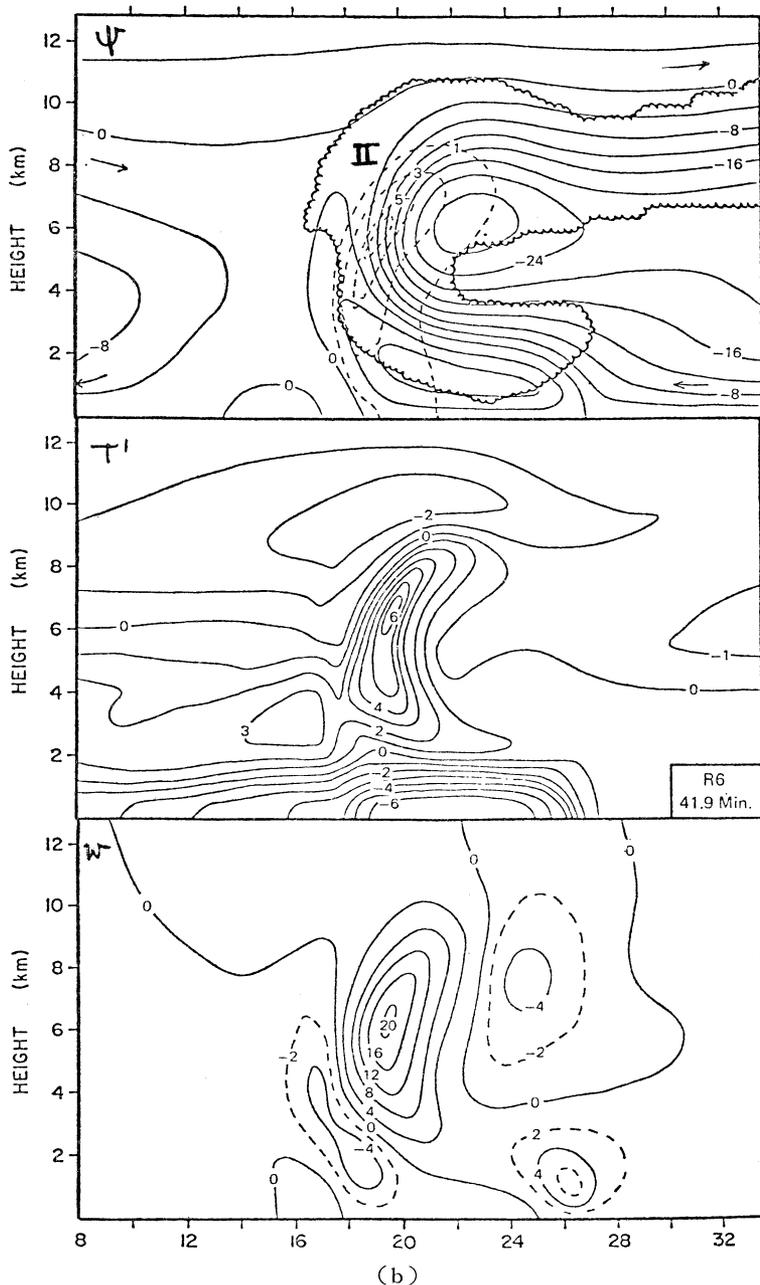
第17図 ジェットシア流 (左上に書き加えてある) での雨 (実線) の等値線と流線、点線は雲の境界を示す。降雨強度は破線 (Takeda, 1971)。

した。第17図に15分毎の対流雲のパターンを示す。左上の図に、この時の風の分布を書加えてある。30分以降定常状態が実現して、左上がりの上昇流が生じ、その下で雨が降っている。この場合、雲底が低い場合 cold dome はそう強くない。この考えは upshear tilting と対流の

持続性をうまく説明しておもしろいが、実際の観測と比べた時、Kropfli・Miller (1976) のようにジェットシアのない方向に upshear tilting updrafts が見られるから、この考えだけではうまく説明しきれない。しかしながら、ジェットシアの基本場では、循環を閉じないよう



第18図 (a)



第18図 流線，温度，上昇流の分布図。(a) 28.9分，(b) 41.9分。IとIIはそれぞれ初めにできた雲と次にできた雲を示す(Hane, 1973)。

に雨滴が落ちる事は重要な結果である。

つぎに、リニアシアで upshear tilting updrafts をうまくシミュレートした唯一の例、Hane (1973) につい

て述べよう、Hane (1973) は、Takeda (1971) と違って、リニアシアの風の場でしかも雲底が高く下層が乾燥した成層状態で、雷雲の数値実験を行なった。第18図(a)

(b)に28.9分と41.9分の流線、温度、上昇流を示す。まず(a)はIからIIへの雷雲の過渡期を示す。長く右上がりに傾いた雲Iはずっと以前に発達した雲であり、衰えつつある。そしてその下には新しい雲IIが発達しようとしている。下層に大きな cold dome が見られるが、これはIIのせいではなく、Iの降水によって生じたものである。(b)はこのIIから発達した雲の最盛期を示す。この時、上昇流は下層から中層にかけて upshear tilting である事がわかる。両方の図を比べて見ると、このような循環系を作り出したのは、下層の流れに対して cold dome があつかも山のような働きをしたためと考えられる。つまり、upshear tilting updrafts の構造は、収束線で下層の気塊が持上がったが、すぐに対流が起こらず、しばらく流された後に雲が立ったためと解釈できる。これで upshear tilting updrafts は何とか説明できそうである。さて、定常的な対流活動の方はこれで説明できるだろうか？ 下層の流れに対して、cold dome は山の働きをしているので、雷雲の再発達にトリガーの役割も果たしているが、ロシアでは、雨滴の落下のため、雷雲はいったん衰えてしまう。そのため、IからIIへ再発達するまでに間ができる。この様子をレーダで見ても、連続的パターンには決して見えない。結局、Hane (1973) のモデルでは、対流活動を長時間持続させる問題は説明できない。

以上のように、Takeda (1971) も Hane (1973) も共に(3)の問題には、まだ完全な答を与えていない。しかし、これらの結果からもっと発展した議論ができそうである。両者とも2次元モデルで議論したが、これらのモデルを3次元に拡張したらどうなるだろうか？ 実際の風の場合は、第4図のようにロシアとジェットシアが混在しているけれども、ここでは単純に東西方向(X)にロシア、南北方向(Y)にジェットシアを仮定しよう。このような風の場合は、X方向にいくらロシアが強くても、Y方向にジェットシアがあるから、雨滴は、Takeda (1971) の結果のように雲への下層からの気流をカットしないように落ちる。そこで雲底が高い成層であれば、下層には cold dome や散流が生じるから、下降流域とは別の場所に収束域を作る。そうすると、ある XZ 面では上昇流が主であって、別の XZ 面では下降流が主であるという事が起こる。上昇流域と下降流域と、流れの分業をY方向にやらせるのはジェットシアである。さて、このような状況で、上昇流が主な XZ 面では、Hane (1973) の雷雲の再発達時に見られ

るように、cold dome を伴う収束線が upshear tilting updrafts を作っていないだろうか？ また収束線が対流雲の進行方向の右側にできて、そこから下層の気塊を雲に補給していないだろうか？ はたまた、その結果定常的な対流雲ができていないだろうか？ これが、Takeda (1971) や Hane (1973) の2次元モデルを3次元に拡張した時の予想である。これについては、§4で考察する。

3-4. hook echo や雷雲の渦の成因について

最後の問題として、雷雲が回転している事について考えてみよう。渦の成因として、藤田(1973)は、hook echo や tornado の観測から地球の回転を第1にあげた。しかし、近年のドップラーレーダの発達により雲内の運動が観測され、その結果、雲内には正の渦度だけでなく負の渦も存在し、しかも対に存在する事がわかった。これから立上がり項が重要視されるようになった。立上がり項とは、対流の上昇下降運動によって水平流の運動量を運ぶ効果であり、対流がシア流中に起こったための副産物である。したがって、こうして作られた渦の水平スケールは、対流によって決定される。対流スケールは約10kmであるから、これは観測される hook echo のスケールとよく一致している。hook echo の渦は立上がり項から来たと考えてよかろう。それに対して、日本のじょう乱にも渦状じょう乱がある。しかし、そのスケールは、雷雲に比べて大きいのが普通である。したがって、渦状じょう乱の渦は立上がり項から来たのではなく、対流スケールより大きいシア不安定かその他に原因を求めべきであろう。

さて、hook echo がどうして PPI に見えるようになるのかつぎに考えてみよう。立上がり項によって水平運動量が運ばれて、雷雲の内部に水平流の強弱が生まれる。ここでは局所的に強い水平流が生じたとしよう。この流れは降水粒子を水平に流そうとするが、もしも、流れの強さが降水粒子の落下速度よりも強くしかもエコーのない場所にこれらを運んだらばどうだろう。PPIで見ると、盲腸のような突起状のエコーが、主要エコーから出て来るのが見られるだろう。しかも、その場の渦の方向にカーブしながら、エコーは伸びてゆくだろう。hook echo はこうして観測される。

しかしながら、hook echo に関して上のように考えると、強い水平流が必要である。あらかじめ水平ジェットでもない限り、または基本場に渦があって、それをギュッと縮めない限り、めったに存在しないと考えられ

る。もしもこのような基本場がないならば、立上がり項が運動量をせっせと溜めこんで、ゼロから作るしかない。hook echo が、雷雲の初期に現われずに最盛期か終期に現われる事情も、ある程度運動量の溜めに時間をとられたと考えられないだろうか？

さて、今まで hook echo の成因として立上がり項を考えた。しかし、逆に立上がり項では説明しにくい事もあるのでつぎに触れる。まず、立上がり項は正負の渦を両方とも作るはずなのに、実際に観察される hook echo は正の渦度が圧倒的に多い。負の渦度の hook echo も正と同じようになぜ見つからないのか？ 同じことが tornado にも言える。アメリカの tornado は正の渦度が圧倒的であるが、tornado の渦の供給源を立上がり項から生じた雷雲の渦に求める限り、tornado の渦度は正負と半々に起こってしかるべきである。これらの問題に関して、まだ有効な説明はない。

3-5. 問題点のまとめ

以上のように、問題点の考察から雷雲のイメージがぼんやりとつかめたと思う。ここで気づく事は、問題を4つに分けて議論したけれども、4つの事柄は決して独立でない事である。互いに関係し合っているのである。たとえば、Hane (1973) のように、cold dome が山の効果で upshear tilting updrafts の循環系を作る事は、(1)と(3)が結びついたからである。また、渦の生成に関して言えば、シア流に対流が起これば必ず hook echo が生じると言うものではない。ある程度運動量の溜めが必要であって、その点 hook echo が長時間持続する雷雲

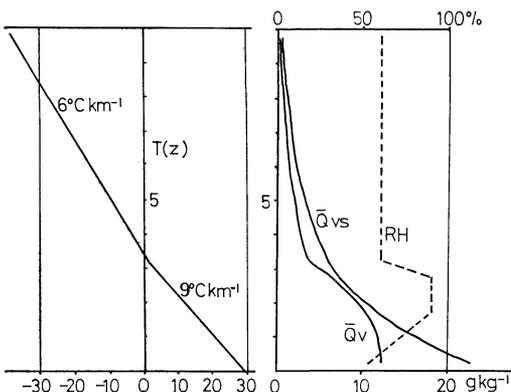
に起こるのは非常に納得がいく。これも(3)と(4)の結びつきである。また、エコーの偏奇に関して、cold dome や発散流が強い場合、数値実験の結果であるが、収束線が下層の一般風に打勝って、雷雲からどんどん離れて行く事がある。これは、エコーの再発達を方向を一般風の方向から大きく変える可能性を与える。この事は(1)と(2)が係わり合っている事を示す。また、この収束線が先行する事から、prefrontal squall line のように、雷雲が大規模場から独立に動く事も説明できないのかと考えられる。

4. 数値モデルによる雷雲の再現

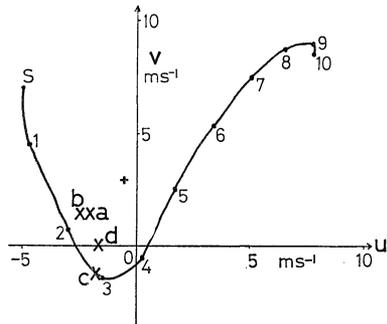
ここでは、単純化した基本場での雷雲の数値実験の結果を紹介する (Yoshizaki, 1977)。

まず、成層状態を第19図に示す。温度分布(a)は、地上から 3 km まで 9 K/km の温度減率で乾燥断熱に近い。そして 3 km から上では 6 K/km の温度減率を持つ。また湿度分布(b)は、地上で50%と乾燥しているが、徐々に湿ってゆき、1.75km から3 km の間は90%と湿っている。3 km 以上では60%と一定にしている。この成層の雲底高度は約 1.8km で、全体として潜在不安定な場である。

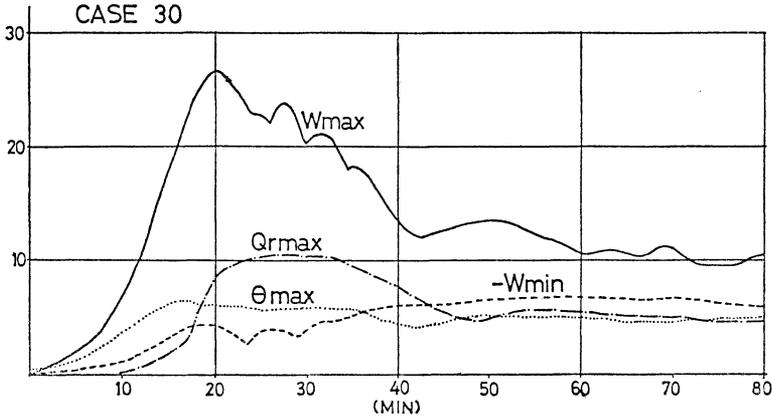
つぎに風の hodograph を第20図に示す。下層では南風が入り、上層では西風が強くなる風場である。このような状況は雷雲の発生時によく見られる。X 方向にはリニアシアを Y 方向にはジェットシアをそれぞれ仮定している。雷雲の数値計算は有限領域で行なうため、風が



第19図 左図は温度垂直分布、右図は湿度垂直分布を示す。Qv, Qvs, RH はそれぞれ水蒸気の混合比、飽和時の混合比および相対湿度を示す。



第20図 風の hodograph。曲線上の S は地上、数字は高さ (単位 km) を表わす。十字は、地上から 8 km までの風の平均ベクトルを示す。a, b, c, d はエコーの変位から求めたそれぞれ 0 分から 20 分、20 分から 40 分、40 分から 60 分、60 分から 80 分までの移動ベクトルである。エコーの変位は、雨を垂直方向に積算して、その最大値の動きから求めた。



第21図 各時刻における上昇流の最大値(実線), 最小値(破線), 温位の最大値(点線)および雨の最大値(1点鎖線)の時間変化. 単位は上昇流は ms^{-1} , 温位は K , そして雨は g kg^{-1} である.

強いとすぐ側壁の境界条件が影響するので, 風の強さは第4図に比べてわざと弱くしている.

この数値モデルは, 力学過程と雲物理過程を含んだモデルである. 雲物理として, 水是水蒸気, 雲粒, 雨滴の3つの形態に分け, 氷晶は含まない. そして水蒸気と雲粒の凝結・蒸発過程, 雲粒から雨滴への変換・併合過程, 雨滴から水蒸気への蒸発過程をそれぞれパラメタライズして, 力学過程に組み込んである.

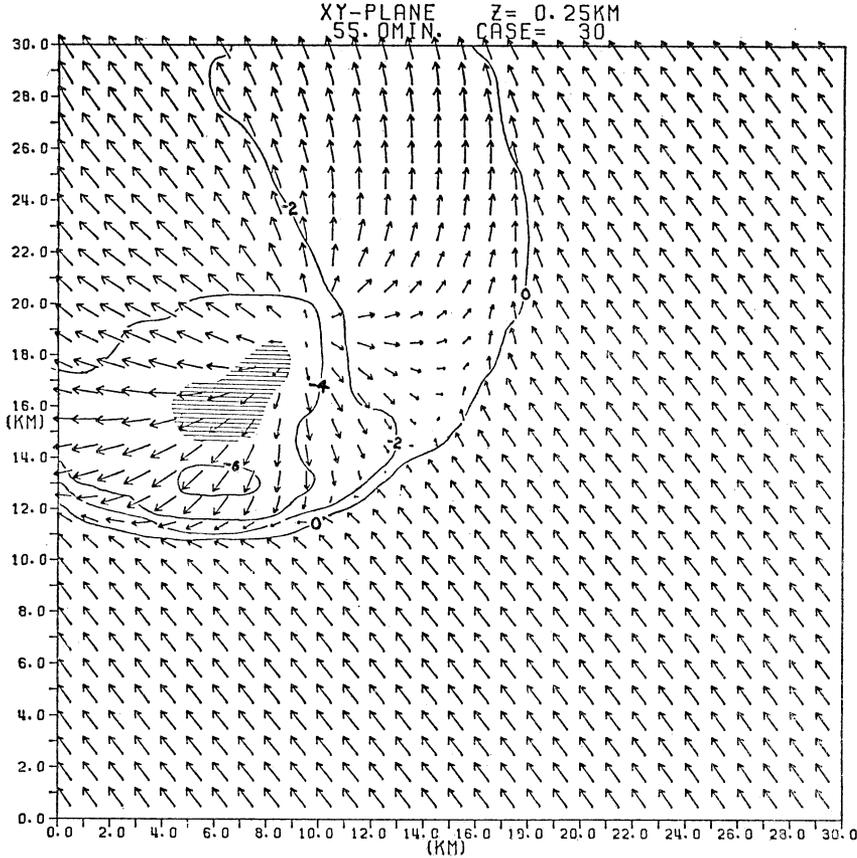
以上のような基本場で, 雷雲のライフサイクルを第21図に示す. 各時刻における上昇流の最大値, 最小値および温位と雨滴の最大値を, 時間の関数としてプロットしてある. 上昇流の最大値に着目すれば, 雷雲は20分に最盛期に達し, その後徐々に弱まってゆく. しかし, 約40分以降はほぼ定常に達し, 長時間対流活動が持続している様子を示す.

エコーの動きについて調べてみよう. エコーの強さは, 雨滴を垂直方向に積分した量に比例するところでは考えよう. その最大値を持つ位置の変化から, 20分毎のエコーの移動ベクトルをプロットしたのが第20図の a, b, c, d である. 十字が地上から 8 km までの一般風の平均ベクトルであるから, エコーの動きはこれから大いにずれている事が分かる. a, b, c, d の4つの中で, 特に c (40分~60分) のエコーの動きは極端に偏奇している. これは, 40分頃から新しい雷雲が生じて, そちらの雨滴のかたまりが古い雷雲のかたまりよりも多くなったためだと解釈できる. このモデルでは風の平均ベクトルは X 方向に負であるが, これは適当な座標系で

考えたからである. 地上の座標系で考えると, 実際には西風が強いから, 風の平均ベクトルの X 成分は正であるのが普通である. したがって, 実際のエコーの動きを見るには, この平均ベクトルに一樣な西風を加えた座標系でもう一度エコーの動きを見直す必要がある. そうすると, c のエコーは風の平均ベクトルから右側に大きく偏奇して移動した事になる. これが, (2) の問題に対する数値実験による検証である.

つぎに, 定常に達した流れのパターンを第22図, 第23図, 第24図と見ていこう ($t=55$ 分). 第22図は地上付近の XY 面での流れのパターンである. 影の部分は雨域であり, 実線は温位の等値線である. 雨域は cold dome に一致して, 流れは発散であり, あたかも湧き出しがあるように見える. 下層の一般流と雷雲の作りだした発散流がぶつかり合う所に, 収束線を作りだしている. 第23図からわかるように, 収束線の上に上昇流を作っているのだから, 下層の気塊がここから上に持ち上げられている事がわかる. このように, この数値実験で地上の観測事実はよく再現されている.

第23図に, $z=2.25\text{km}$ の XY 面での流れのパターンを示す. 破線と点線は, それぞれ雲粒と上昇流の等値線である. この高さは雲底高度以上であるが, まだ凝結は大きくきいていないので, 温位の変動は 2K 以下であった. 収束線に沿って上昇域が存在する. また雨域をはさんで, 上昇域, 下降域が存在して, そこには渦が存在する. これは立上がり項の働きによるもので, 第20図のような一般場では, 負の渦度の渦が強く, 正の方は別の場所



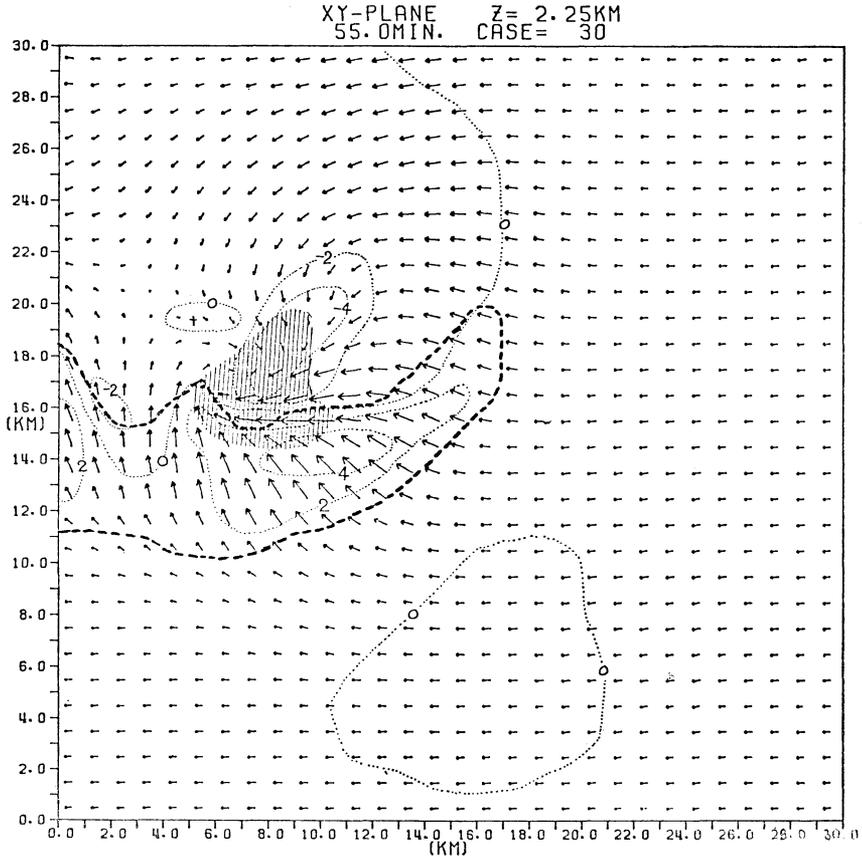
第22図 55分における地上付近の XY 面. 矢羽は風ベクトル, 実線は温位の等値線 (K), および影の部分は雨域を示す.

にあって弱い. このような渦の分布は, ドップラーレーダの観測とよい一致を示してよい. しかしながら, この数値実験では, hook echo はシミュレートできなかった. できなかった理由として, 1つには有限な境界があるために, 壁付近に上昇流ができて, これが強くなったためである. もう1つ考えられるのは, 基本場のシアを弱くしたためであろう. 渦を作るためには立上がり項が働く必要があるが, そのためにはシアの強い方が効率は良いのである.

第24図は $y=14.5\text{km}$ の XZ 面での流れのパターンである. cold dome が y 方向から下層に貫入して来て, その上に上昇流があり, upshear tilting updrafts の様相を示す. y 方向に上昇流域と下降流域と分業が成り立っているので, (3) の問題に関してそこで予想したようなストーリーが展開されている事が分かる.

この数値実験では, ドップラーレーダの観測事実はいましくシミュレートしたものの, hook echo の再現に失敗したので, (4) の問題に関してはまだ半分しか答えていない事になる. しかし他の問題に関しては一応再現できたものと考えられる.

このように個々の働きが明らかになって, 雷雲の特徴が再現されてしまうと, 何が雷雲にとって重要であるかが分かる. それは, ジェットシアと高い雲底高度をもつ成層状態の基本場であると言えよう. つまり, アメリカの雷雲の特徴や問題点は, それが発生する基本場ゆえにすべて派生したのである. したがって, アメリカの雷雲は, 中西部地方の風土ゆえにあのような特徴を持つと言ってよい. そうなると, 日本には日本の雷雲の形態があつてしかるべきで, それは別にアメリカの雷雲の形態を真似している事はないだろう.



第23図 高さ2.25 kmのXY面. 太い点線は雲の領域, 細い点線は上昇流の等値線 ($m \cdot s^{-1}$) を示す.

5. 雲底高度の低い雷雲について

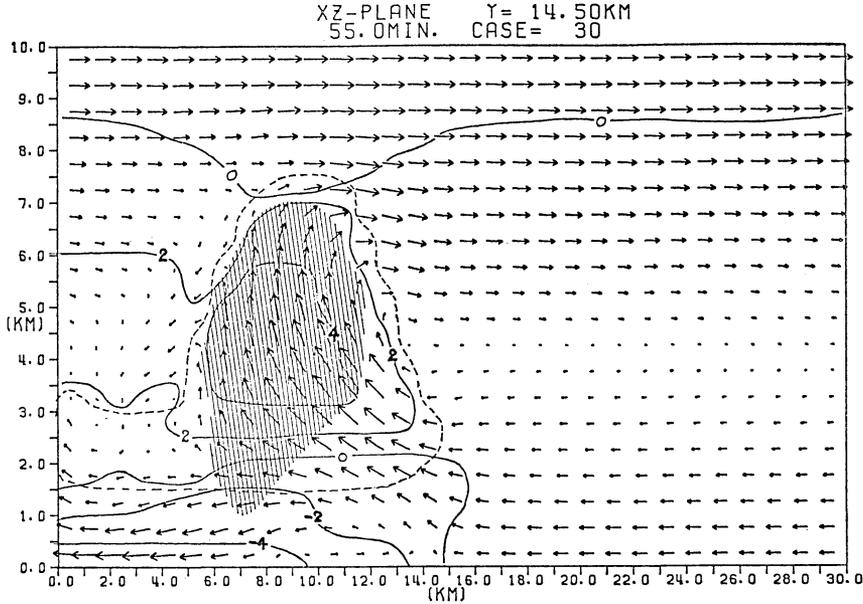
今までアメリカに起こる雲底高度の高い severe 型雷雲について考えてきたが, 実際に発生する severe 型雷雲はすべて雲底高度が高い訳ではない. 中には熱帯の積雲なみに低い場合もある. この場合, 全体としては潜在不安定であるが, 高い場合と違って下層の温度減率は湿潤断熱に近いのが普通である. しかも下層は非常に湿っている. 日本の集中豪雨などは雲底の低い成層状態に起きるので, 雲底高度の低い雷雲について考察するのは有意義な事である.

雲底高度の低い雷雲に関して, Barnes (1974) を見ると, 3であげた4つの問題のうち変更を要するものは, cold dome の役割を減らす事である. 地上の観測結果を見ると, Foote・Fankhauser (1973) に比べて cold dome も meso highも弱い. また gust front は存在するが, 雷雲から離れなかったと報告されている. cold

dome も発散流もそう強くなかったためであろう. 他の問題に関して, エコーの偏奇や持続的な対流パターンも, また hook echo, tornado も観測されている, これらのメカニズムの説明に, 3ではジェットシアと収束線を主に考えてきた. この場合, 収束線を作る役割は, 雨滴による下降流が cold dome の山の効果に取って代わったと考えるべきであろう. そしてジェットシアと結びついて, 3で述べたメカニズムを引起こしていると思われる. しかしながら, このような基本場で, はたして自己再生的な対流活動が起こるかどうかもまだ確かめられていない.

6. あとがき

筆者はアメリカの雷雲を調べるにあたって, 日本のメソ現象と現象的に共通する点, 異なる点を取り出して, それを説明しようと考えた. そうして日本のメソ現象・降水現象を理解しようとした. ところが残念ながら, 日本



第24図 y=14.5km の XZ面。記号の意味は第22図と同じ。

のメソ現象に関して、まだはっきりとした定見を持ってない。したがって最後に、日本のメソ現象に関する筆者の現在の問題意識を列挙して、この稿を終わりたい。

(1) メソ現象は、内部重力波の不安定(松本・二宮, 1969)や CISK のような対流スケールよりも大きいスケールの自励系と考えられているが、アメリカの雷雲のように対流スケールの自己再生な系とは考えられないか?

(2) 地形や(大規模場の)前線は、己再生自的な対流活動に対してどう影響するか? それとも、対流活動はそれ自身自励系ではなく、下層で作られる一般上昇流に単に応答しているだけなのだろうか?

(3) 雲物理学の立場から主張される対流雲と層状雲のカップリングは、自己再生な系とどう結びつくか?

(4) tornado のような強い渦現象を、アメリカの雷雲に比べて、日本のメソ現象の中にあまり聞かないのはなぜか?(筆者が聞かないだけかも知れないが) 実際少なければ、なぜ少ないのか? 降ひょうについても同様の疑問がある。

謝辞

たくさんコメントをいただいた東大海洋研究所の浅井冨雄教授、木村竜治助教授に感謝する。また清書は大久保千名美さんに、写真は石川浩治さんをお願いした。お2人に感謝する。

文献

Abdullah, A.J., 1966: The spiral bands of a hurricane: A possible dynamic explanation, *J. Atmos. Sci.*, **23**, 367-375.

秋山孝子, 松本誠一, 1970: 梅雨前線内の鉤状エコーの生涯と構造, *天気*, **17**, 420-428.

Arakawa, H., 1967: A hook-shaped echo by a meso cyclone associated with the catastrophic rainstorm of 25 July 1957 in Kyushu, Japan, *J. Appl. Met.*, **6**, 439-441.

Asai, T., 1970: Three-dimensional features of thermal convection in a plane Couette flow, *J. Met. Soc. Japan*, **48**, 18-29.

Barnes, S.L., 1974: Synoptic-scale environment of Oklahoma thunderstorms, April 29-30, 1970, NOAA Tech. Memo., ERL-NSSL-69, 231pp.

Browning, K.A. and R.J. Donaldson, 1963: Airflow and structure of a tornadic storm, *J. Atmos. Sci.*, **20**, 533-545.

Browning, K.A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds, *J. Atmos. Sci.*, **21**, 634-639.

Browning, K.A. and G.B. Foote, 1976 a: Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **102**, 499-533.

Browning, K.A., J.C. Fankhauser, J.P. Chalon,

- P.J. Eccles, P.G. Stranch, F.H. Merrem, D.J. Musil, E.L. May and W.R. Sand, 1976 b: Structure of an evolving hailstorm, Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 603-610.
- Byers, H.R., 1942: Nonfrontal thunderstorms, *Dept. Met., Univ. Chicago, Misc. Repts.*, **3** (1942), 26pp.
- Charba, J. and Y. Sasaki, 1971: Structure and movement of the severe thunderstorm of 3 April 1964 as revealed from radar and surface mesonet network data analysis, *J. Met. Soc. Japan*, **49**, 191-214.
- Charba, J., 1974: Application of gravity current model of analysis of squall-line gust front, *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 140-156.
- Chsholm, A.J., 1970: Alberta hailstorms: A radar study and model, Ph. D thesis, McGill Univ., Montreal, Canada, 237pp.
- Foote, G.B. and J.C. Fankhauser, 1973: Airflow and moisture budget beneath a northeast Colorado hailstorm, *J. Appl. Met.*, **12**, 1330-1353.
- , 1959: Precipitation and cold air production in mesoscale thunderstorms systems, *J. Met.*, **16**, 454-466.
- Fujita, T., 1965: Formation and steering mechanisms of tornado cyclones and associated hook echoes, *Mon. Wea. Rev.*, **93**, 67-78.
- Fujita, T. and H. Grandoso, 1968: Split of a thunderstorm into anticyclonic and cyclonic storms and their motion as determined from numerical model experiments, *J. Atmos. Sci.*, **25**, 416-439.
- Fujita, T., D.L. Bradbury and C.F.V. Thullenar, 1970: Palm Sunday tornadoes of April 11, 1965, *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 29-69.
- 藤田哲也, 1973: たつまき (上), 共立出版, 228 pp.
- Hammond, G.R., 1964: Study of a leftmoving thunderstorm of 23 April 1964, ESSA Tech. Momo. IERTM-NSSL, **31**, Pri. 1967, 75pp.
- Hane, C.E., 1973: The squall line thunderstorm: Numerical experimentation, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 1672-1690.
- Kropfli, R.A. and L.J. Miller, 1976: Kinematic structure and flux quantities in a convective storm from dual-Doppler radar observation, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 520-529.
- Lilly, D.K., 1975: Severe storms and storm systems: Scientific background, methods, and critical questions, *Pure and Appl. Geophys.*, **113**, 713-734.
- Marwitz, J.D., 1972: The structure and motion of severe hail-storms, Part I: Supercell storms, *J. Appl. Met.*, **11**, 166-179.
- , 1973: Trajectories within the weak echo regions of hailstorms, *J. Appl. Met.*, **12**, 1174-1182.
- Marwitz, J.D. and E.X. Berry, 1971: The airflow within the weak echo region of an Alberta hailstorm, *J. Appl. Met.*, **10**, 487-492.
- 松本誠一, 二宮洗三, 1969: 降雪に伴う中規模じょう乱に関する研究, *天気*, **16**, 291-302.
- Newton, C.W. and J.C. Fankhauser, 1964: On the movements of convective storms, with emphasis on size discrimination in relation to water-budget requirements, *J. Appl. Met.*, **3**, 651-668.
- Newton, C.W., 1966: Circulations in large sheared cumulonimbus, *Tellus*, **18**, 699-713.
- , 1967: Severe convective storms, *Adv. in Geophys.*, **12**, 257-308.
- Newton, C.W. and J.C. Fankhauser, 1975: Movement and propagation of multi cellular convective storms, *Pure and Appl. Geophys.*, **113**, 747-764.
- Ogura, Y., 1975: On the interaction between cumulus clouds and the larger-scale environment, *Pure and Appl. Geophys.*, **113**, 869-889.
- Ray, P.S., R.J. Doviak, G.B. Walker, D. Sirmaus, J. Carter and B. Bumgarner, 1975: Dual-Doppler observation of a tornadic storm, *J. Appl. Met.*, **14**, 1521-1530.
- Ray, P.S., 1976: Vorticity and divergence fields within tornadic storms from dual-Doppler observations, *J. Appl. Met.*, **15**, 879-890.
- Sand, W.R., 1976: Observations in hailstorms using the aircraft system, *J. Appl. Met.*, **15**, 641-650.
- Schlesinger, R.E., 1973: A numerical model of deep moist convection, Part I: Comparative experiments for variable ambient moisture and wind shear, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 835-856.
- Takeda, T., 1971: Numerical simulation of a precipitating convective cloud: the formation of a "long-lasting" cloud, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 350-376.
- 滝野一郎, 1974: メソ擾乱の解析例, *気象研究ノート*, **120**, 59-69.
- Tepper, M., 1955: On the generation of pressure jump lines by the impulsive addition of momentum to simple current systems, *J. Met.*, **12**, 287-297.
- Wilhelmson, R., 1974: The life cycle of a thunderstorm in three dimensions, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1629-1651.

Yoshizaki, M., 1977: A numerical study of a convective cloud with a high cloud base in

shear flow, J. Met. Soc. Japan, (投稿予定).

気象学 長期計画 第3次草案 (1965年2月) の見直し

長期計画委員会

長期計画委員会では、今後の気象学の長期計画を討論する際、12年前に提出された長期計画を、その後の経緯をふまえて見直し、将来への参考とすることにした。その際、前長期計画委員会のまとめた報告(大学における気象教育の現状, 天気, 1976年23巻10号583-585)をも含め、その検討のあらましを長期計画の項目別に次のようにまとめた。

1. 気象学の発展

1.1 気象学の性格

当然のことながら、気象学の性格は当時と現在で大きく違っているということはない。しかし、当時「人工的制御調節」が気象学の任務のひとつに数えられていたのに対し、この11年間には、無意識の調節ともいえる「グローバルな汚染」の方が問題になってきており、環境問題への貢献が重要視されるようになった。

人工調節への楽観的見通しは、あるスケール内の実験で言える以外は、過去10年間、それほど強まってい

ない。また、「気象学の性格」とは違うことだが、「気象教育と普及」に関する意識が近來高まっている。とくに高等学校・中学校・小学校における気象学のカリキュラムの詳しい検討の必要性が認められてきている。これは65年の長期計画では、まったく触れられていない事柄である。

1.2 現段階の気象学と将来への発展

1965年の展望を振り返ってみると、だいたい当を得たものといえる。すなわち、(1)超高層気象学 (2)運動と天気 (3)大規模循環 (4)気候変動・大気の起源と進化 (5)惑星気象 (6)雲物理学 (7)人工制御 (8)応用気象 (9)観測・技術ならびに研究手段の開発 といった重要研究対象と問題点はほぼ的を射ている。その後、大気汚染のグローバルな影響が重要課題として注目を浴びてきた。また、環境アセスメントなど、環境問題およびエネルギー

問題に対する気象学の役割もますます重要となってきた。

また、一般に、気象衛星やドップラーレーダ等のハードウェアの発達に比べると、ソフトウェアの発達は結果として見劣りがあるのではないかと思える節もある。

GARP など国際共同研究が推進されるようになったことは、最近10年間の注目すべき傾向である。わが国も AMTEX の主軸となり、また、MONEX, POLEX, FGGE に参加が予定されているが、このような方向は今後ますます固まるであろう。

さらに、強いていうなら、学問の発展方向を主張する場合にどのような判断基準で行なうのか、または進歩という概念をどのように客観的に把握するのか、環境問題の予想以上の重大化とも関連して再考すべき問題であり、その決め方についても今後根本的な再検討をする必要もあらうと考えられる。

1.3 日本における研究体制の現状とその問題点

— 略 —

2. 研究・調査機関の拡充および新設

2.1 基礎研究のための機関の新設

1965年の長期計画にもられている大気物理研究所(全国共同利用研究所)は、残念ながら実現していない。しかし、今なお別の形で、大学の複数の講座または学部付属研究施設の増加など、気象学の基礎研究・教育体制の強化への努力が続けられている。

2.2 行政官庁の研究・調査部門の拡充強化

当時は、中央気象台が気象庁となることにより行政機関としての性格が強くなり、調査研究が行なわれなくなるのではないかという危機感が今より強かった。

長期計画をひとつの契機として、学会の地方大会と管区研究会を一緒にやるようになったが、この交流が本当