

レーダー気象学研究の最近の動向について*

齋 藤 実**

1. はじめに

第2次世界大戦直後から急激に発展したレーダー気象学の研究も約30年の歴史をもつにいたった。レーダー気象学の分野の定義にはいろいろな考え方もあろうが、「レーダーによって観測される結果を気象現象の解明に適用する分野」といってよいであろう。もちろんこの定義は「レーダーでなにかどのように測定されるのか、またそのためにどのような装置が必要か」という基本的な研究課題をもとにしており、また、気象現象の解明といってもレーダーの観測結果は必要な資料の一部でしかない場合が多い。したがってレーダー気象学は閉じた範囲にあるものとして定義できない性質をもっているし、また、普通の型の気象レーダーの多くは気象業務の中に観測網として組み込まれており、気象業務の中でより良い利用をはかるための実用的な研究分野も含まれてくる。

これまで、レーダー気象学が研究の主たる対象としてきたことがらはずぎのように分類することができよう。

- (1) マイクロ波の散乱・吸収に関する研究
- (2) 降水強度の量的測定に関する研究
- (3) 雲物理学の知識をもとに雲の構造や降水の成長機構を明らかにしようとする研究
- (4) レーダーエコーのパターンや強度あるいはその垂直構造などの特徴から、対応する気象じょう乱の構造や変化の機構を調べようとする研究で、小さなスケールの storm cell の挙動から雷雲、スコール・ラインなどのメソ・システムの構造あるいは大スケールの台風や低気圧に伴う降雨域まで各種スケールの現象を対象としている。日常的な気象レーダーの利用上の要請もありとくに severe storm の特徴を知り、それを判別する方法の研究が中心になっている。
- (5) 非降水性のエコーに関する研究
- (6) ドップラーレーダーなど新しい型のレーダーを用

いた研究

(7) 観測データの処理方法の研究

30年のレーダー気象学の歴史をもつても、上に述べたどの分野をとっても、すべて終わったというものはない。たとえば(1)に属する研究は散乱の理論を降水粒子からのレーダーエコーの研究に適用した Ryde(1941)以来、多くの研究者がこの問題を追及し1950年代の前半までには基本的なことがらは解決できレーダー気象学の基礎が固まったといえる。しかし、現在でも防ひょう実験に力を入れているソ連では(太田, 1970)、ひょうの大きさや数の判別に利用するために水滴や氷球の散乱・吸収に関する研究が数多くなされておられ、2あるいは3種の波長の異なったレーダーで測定することが有効であることなどが報告されている(Battan, 1972)。また、最近、研究が進んできた、晴天大気中の乱流や波動のレーダーによる観測(後述する)の基礎として大気中の屈折率変動による散乱理論が1960年代にはいってさかんに議論されるようになってきている(たとえば Ottersten(1969))、また(5)の研究と関連してエアロゾルや昆虫などによる散乱なども研究されるようになってきている(Glover et al., 1966)。

しかし、先の方類の中でどちらかといえば(1)~(3)は今の段階ではやりつくされた感じで、今後、新しい研究手段の開発や、ほかからの緊急な要請といった研究のきっかけがない限り、大きな研究の発展はないように思われる。

最近のレーダー気象学の研究の多くは(4)~(7)に向けられている。日本での研究はとくに豪雨・豪雪に関連して、また、天気予報への利用など実用的な必要性から(4)に関するものが大部分である。

しかし、(5)~(7)に関する研究は新しい型のレーダーの開発や、他の分野の技術の進展(たとえばコンピューターの利用)などに対応して急激に進み、興味ある成果をたくさん生みだしている。たとえば、ドップラーレーダーと他の観測結果とを総合的に解析して、温帯低気圧や前線に伴う気流系や雲・降水のメソ構造が、次第に明らかにされてきている。長い間、気象学の教科書に載

* A Review of Recent Studies on Radar Meteorology

** M. Saito 気象大学校
—1973年8月1日受理—

せられてきた温帯低気圧に伴う Bjerknes の天気分布モデルは確かな事実をもとに書き換えられるべき時期にきている。これは、ドップラーレーダーの性能の向上や観測方法の改善が価値の高いデータを生みだしていることによっている。

また、(6) のエンジェルエコーの研究は高性能のレーダーの出現によって急激に進み、単にエンジェルエコーの成因の研究から一歩踏みだし、航空気象の大きな問題である晴天乱流 (CAT) や対流、あるいはプラネタリー境界層の微細構造などに関連した研究へと発展しておりその成果は注目を集めつつある。

(7) に関する研究は気象業務の中でレーダーを有効に利用するため、地道に進められてきたが、利用上の要望の緊急性とコンピューターの利用によって急激に研究成果が上がり実用化にはいる段階になってきている。

以下に (5)~(7) に関する最近の研究状態を述べるが、残念ながら、この分野に関しては日本の研究は立ち遅れており、諸外国で行なわれている研究の紹介が主体にならざるをえない。今後、わが国でもこの種の研究が発展することを願って、どのような方式のレーダーを用い、どのように観測を進めているかという点に重きを置いて述べてみたい。

また、この種のレビューは、最近 Browning (1972) によってなされており、また、小平・立平 (1972) もこれらに触れているので、併せ読まれることをお勧めしたい。

2. ドップラーレーダーの活用

(1) 対流雲内の鉛直運動

気象用ドップラーレーダーについてはわが国でもすでに詳細な解説 (青柳 (1967), 立平 (1972)) があるので測定原理の細部についてはここでは触れない。気象用ドップラーレーダーはパルス方式を用い、目標物は降水粒子であるところは通常のレーダーと変りはない。目標の降水粒子が周辺の風や上昇気流、あるいは粒子自体の落下速度などによってきまる運動をしていると、それからのレーダー反射信号はビーム方向の目標粒子の速度を v とすれば周波数に $f=2v/\lambda$ のドップラー偏移が生ずる。ここで λ はレーダー送信波の波長である。したがって f を測定すれば v がわかり、それから

- (1) 水平風速
- (2) 上昇流速度
- (3) 降水粒子の粒径分布 (落下速度の関数である)

などが求められるわけである。

ドップラーレーダーを使用し始めたころはアンテナを垂直上方に向ける垂直ビーム方式で測定された。この方式では降水粒子の終端落下速度と大気鉛直速度の和を測ることになる。この両者を分離するために、いろいろな仮定が用いられるので求められた鉛直速度も落下速度 (Gunn and Kinzer 1949) などの雨滴の落下速度と粒径の関係を用いれば粒径分布も求められる) にも原理的に不確定さが残る。それにもかかわらず、いくつかの研究成果がみられた。ブライトバンド付近での降水粒子の付着や分裂の状態が推測できるようになり、落下速度の実測値が得られるからブライトバンドの機構がより確かにわかるようになった (Atlas 1965)。また、時間 (T)—高度 (H) 断面から対流雲内の鉛直流分布やレーダー反射因子の分布のモデルが多く研究者によって得られた (たとえば Battan (1963))。しかし、対流雲の構造は比較的短時間に变化するから TH 断面がひとつの対流雲のある時刻における構造を示すものと考えには難点がある。一方 Atlas (1967) は TH 断面内の鉛直速度や Z の分布の変化から降水の発達機構を論じている。

垂直ビーム方式では鉛直速度しかわからないので、Easterbrook (1967) は水平方向の走査も行なって、対流雲内の循環を論じている。また、Browning et. al. (1968) は一定の距離間隔を保った2台のドップラーレーダーを用いてひとつの対流雲を観測し、対流雲内の気流系の特徴と降水粒子の発達過程を示した。

その後、VAD (Velocity Azimuth Display) 方式や RHV (Range Height Velocity) 方式などが開発された。VAD は数~数 10 km の範囲の平均風の高度分布を精度よく測れる方式で、メソスケールの解析に有用であるが、レーダー上空の風しか測れないのが難点ともいえる。RHV はある方向の風の鉛直分布が細かくわかるようになっており、小スケールの解析に大変に有用である。これらの観測方法を組み合わせることによってこれまでにない密度で、しかも正確なデータを取得することができ、現象の解析に偉力を発揮するわけである。

これについて Mason (1969) はつぎのようにいっている。「数年前まで雲物理学の方向に悲観的であった。実際の雲の中でどのような運動が起っているかを知らずに、微物理的な過程をただ実験的にあるいは理論的に追及することがなを産みだすか非常に疑問であったからである。しかし、ドップラーレーダーによって各種スケールの運動を観測でき、降水の発達をそれに関連させて

考えてゆくことができるようになったことに大変希望を感じる。これは雲物理学を気象学の周辺から中心へ持ってくる機会であると信ずる」。

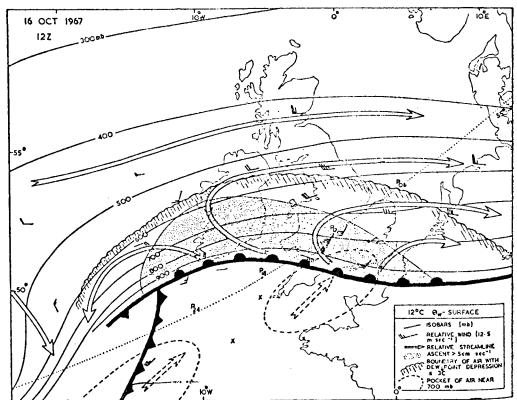
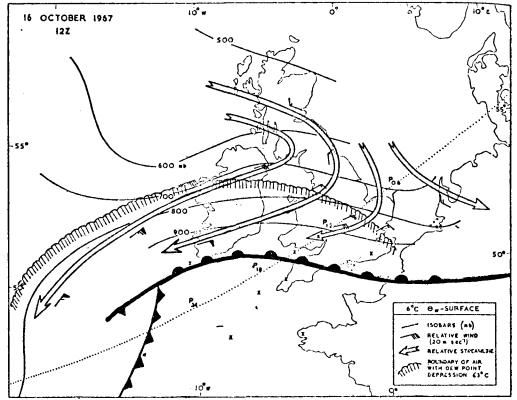
(2) 前線帯における大気の流れと降水の構造

この問題そのものは決して新しくない。しかし、これまで述べてきたようなドップラーレーダーの進歩に伴って、この問題の研究に新たな局面が開かれた。温帯低気圧系の構造のモデルを確立しようという意欲をもって一定の手法でつぎつぎとケース・スタディーを積み重ねてきている英国の研究を紹介しよう。

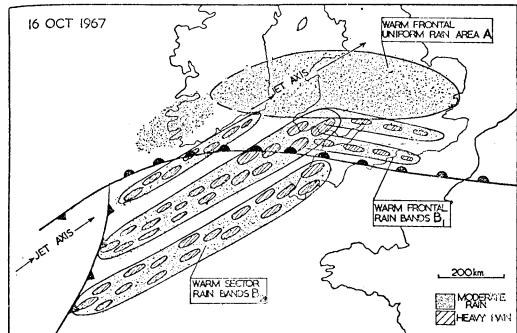
Browning and Harrold (1969) は1967年10月16日英国を通過した波動性低気圧について各種スケールの解析を行ない、中規模の構造を明らかにし、小規模の因子(運動や降水分布)が大・中規模の運動や温度の分布とどのように関係しているかを示そうとした。

大規模あるいは中間規模の構造は湿球温位を用いて等温位解析を行なうことによって示そうとした。低気圧の移動速度(245°から16 m/s)に相対的な流れを等温位面天気図に記入することによって低気圧周辺の3次元的な大気の状態を知ることができる。第1図にその例を示したが、湿球温位 $\theta_w = 6^\circ\text{C}$ は前線帯の下面に、 $\theta_w = 12^\circ\text{C}$ は上面に相当している。地上の温暖前線の北では前線面の下で下降流、上で上昇流があるのがわかる。この解析は、(a) 大気の流れが断熱的であること(降水域を含んでいるので θ_w を用いている)。 (b) じょう乱系の構造が定常であることの2つの条件が満たされたときに有効であるが、第1図から求めた上昇流(約16 cm/s)はドップラーレーダーから求めた結果と一致するし、推定された降水量も実測値と良く合うので、この解析から得られる結論はほぼ妥当であるとしている。これらの解析から中間規模の特徴として、前線面における暖気の上昇と地上の温暖前線後面の暖気の上部に θ_w の低い空気の流入があり成層が不安定化することがわかる。

一方、降水分布は各地の雨量計およびレーダーによって調べられたが、降水量の時間変化を前線に相対的な位置に置き換えると第2図のような雨域の分布を書くことができる。温暖前線の前方数100 kmのところ、中程度以下の一様な降水を伴う広い地域がある。この降水域の前線側には前線に平行な降雨バンドがあり対流性の性質をもち、温暖前面での滑昇によって潜在不安定がトリガーされてきたものと考えられている。他のひとつは暖域にできた風向に沿ったバンド状の降水域で対流性

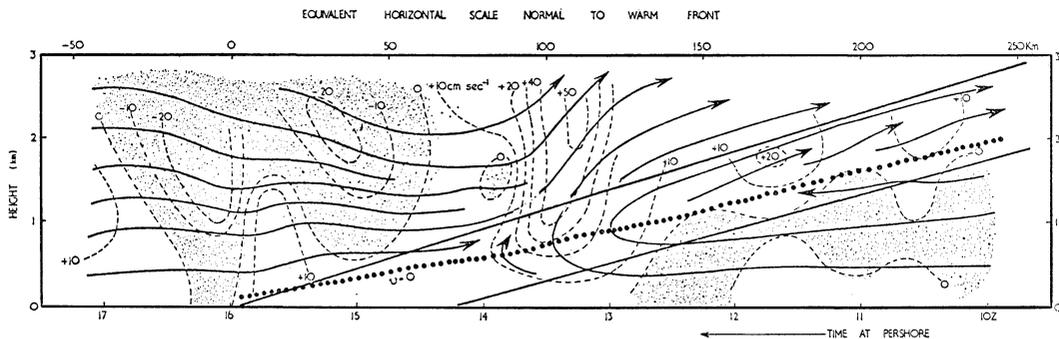


第1図 湿球温位 θ_w が 6°C および 12°C に対する等温位解析, 12Z, Oct. 16, 1967.

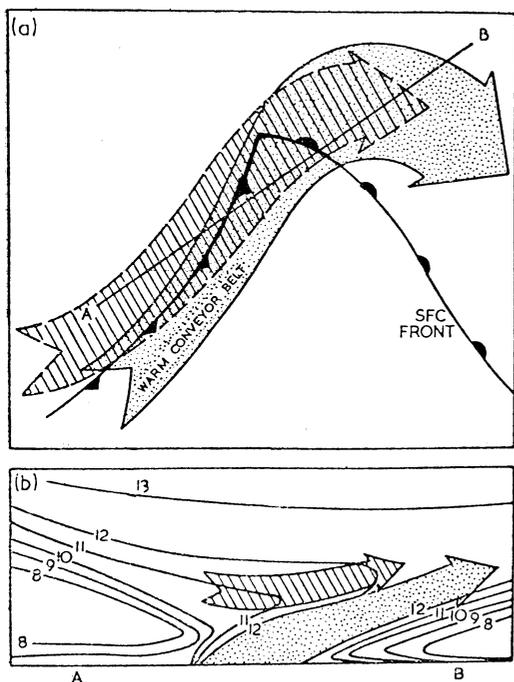


第2図 低気圧内の各種の降水型の分布を模式的に示した合成図, 降水の型は A, B₁ および B₂ に分けられる。B₁, B₂ 内の斜線部分は対流セルを表わす。

の強い降水をもたらした。このバンドは著者達によれば地形効果によって生じたものと推定されているが疑わし



第3図 温暖前線付近の上昇流速度 w (破線) および前線に垂直な面内の循環 (実線), w の等値線は 10 cm/s ごと, 陰影をつけた部分は下降流域を表わす。



第4図 中緯度低気圧内で不安定層が形成されるモデル。(a) は水平面内, (b) は鉛直面内の様子を示す。(b) 図は (a) の AB に沿う断面を表わす。点状の矢印部分はコンベヤーベルト内の低気圧系に相対的な流れであり, 斜線の矢印は中部対流圏の冷い気流である。(b) 図の等値線は θ_w ($^{\circ}\text{C}$) を示す。

い。

前線付近の大気の運動はドップラーレーダー2台によって VAD 方式と垂直ビーム方式で測定された。第3

図には温暖前線に垂直な断面内の循環が示されている。前線帯は風のシャードと一致し, 収束と変形の集中域にもなっている。前線帯での大スケールの上昇流に対応するものはほぼ 10 cm/sec で等温位解析によって求められた上昇流と一致する。前線帯の中には前線に垂直な風速成分 v と鉛直流 w がともに 0 の部分があり, 前線を横切る空気の実質輸送がないことを示している。ところどころに上昇流の極大域が見えるが, これは第2図の B_1 型のバンドに対応する。 B_2 型のバンドはドップラーレーダーの付近を通らなかったので温暖前線の後方に大きな上昇流域がみられない。

この後もこの種の温帯低気圧についての研究が進められたが同様な結果が得られている。Browning et al. (1973) はそれらの結果を総合して第4~6図のようなモデルを提案している。

第5図はいくつかのケーススタディで得られた第2図のような降水分布をモデル化して示したものであるが, このような降水分布をもたらす大規模な大気の流れの様子が第4図に示されている。暖域のプラネタリー境界層内に暖い湿った北上する気流のあるのが第一の特徴である。この気流は低気圧が海上を移動するとき境界層内の対流混合で熱を得たり, ときには遠くに位置する亜熱帯高気圧から送り込まれたりして生ずる。この空気は寒冷前線の前ではっきりした気流系となって加速される。代表的なものは幅 200 km, 深さ 2 km ほどで, この空気が温暖前線帯の上を滑昇する。この気流は多量の熱と西風の運動量を北および上方へ輸送するので「コンベヤーベルト (conveyor belt)」と名付けられている (Browning 1971)。

一方, 対流圏中層から乾燥して冷い気流がコンベヤー

ベルトの上にはいり成層の不安定化をもたらす ($\partial\theta_w/\partial z < 0$)。この安定な気流が前線面上を上に上りつれて対流が生じ、強いレインバンドを作る。上昇するにつれ不安定が解消され小規模の対流が減少し、温暖前線の前方では一様な上昇流となる。これを中規模の降雨バンドと対応させたモデルが第6図である。コンベヤーベルトの先端では下層の乾燥した下降流の内降水が蒸発するので一様な降水雲のデッキができる。地上に到達する降水域がこれに続く。レインバンドは小規模な対流によって特徴づけられるが、そこではまた、暖域の中層にある冷い乾燥した空気がはいり込んでコンベヤーベルト中の空気を切断する。

これらのモデルを作りだすまでの議論の中で重要でありしかも明らかでない点がある。それは暖域内の不安定な気流内における対流がなぜバンド状に組織化されるかということである。この解析の中にはそれに対する答はない。Browning 達はこのことに対して不安定のパターンの中にあらかじめバンド構造があるとする方が考えやすいとしている。それは不安定エネルギーが解消しつきたときはバンドがないからというのが理由である。また、地形の効果が大きいとも説明しているがいずれも根拠は薄弱である。対流の理論や実験が示す各種の因子を念頭に置きながら解析をすすめる必要があるだろう。

最後に第6図のもとになった解析がどのような観測にもとずいて行なわれたかを述べておこう。この観測は陸上での地形効果を避けるためイングランド本島から南西40 km の Scilly 諸島を中心につぎのように行なわれた。

レーダー：Scilly の Plessey 43 レーダー（波長 10cm, 出力 650 kW, 最小受信感度 -108 dBm の通常レーダー）による PPI, RHI の連続観測, Scilly の 3 cm のパルスドップラーレーダーによる VAD 方式の観測をほぼ1時間に4回。

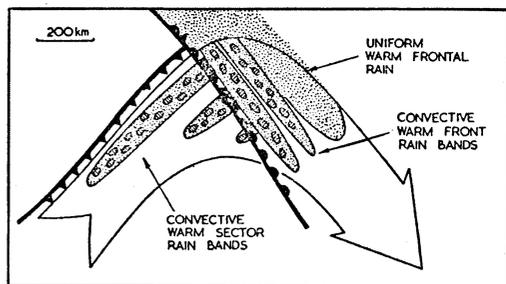
レーウィンゾンデ：Scilly の周辺3か所の高層観測点ではほぼ1.5~2時間ごとに観測, Scilly では毎時飛揚・観測。

ドロップゾンデ：2機の飛行機から4時間に43個のドロップゾンデを投下, Scilly に2台のトラッキングレーダーがあり、それによって測風および気温の観測。

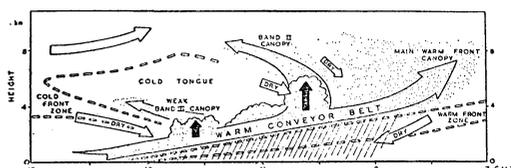
飛行機観測：2機で Scilly 付近の気温・風および乱流を測定。

降水量：Scilly および本島の雨量計網により観測。

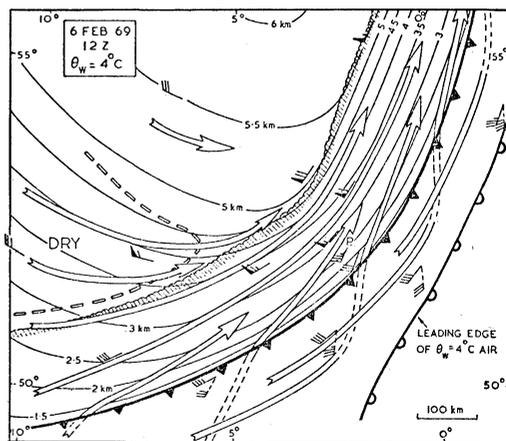
中・小規模の現象をはあくするためにはこの程度の観



第5図 暖気のコンベヤーベルトと関連した大気の運動と降水成長の中規模パターンを示すモデル。



第6図 温暖前線に発生する対流性レインバンドの特徴, 点状の部分は雲を表わす。

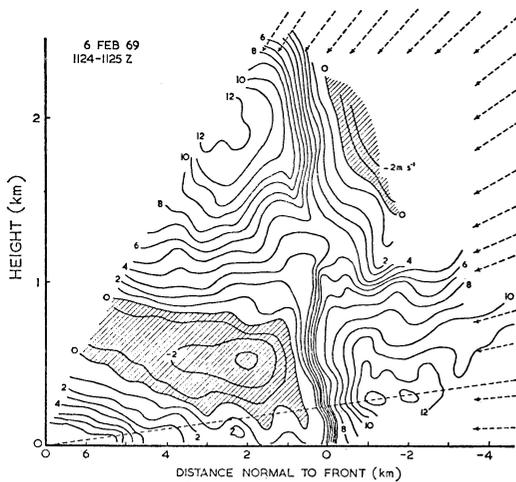


第7図 $\theta_w = 4^\circ\text{C}$ に対する等温位解析, 12Z, Feb. 6, 1969. 風と流線は系に相対的な運動を示す。破線で示したものは1 km 以下の風と流線を表わす。

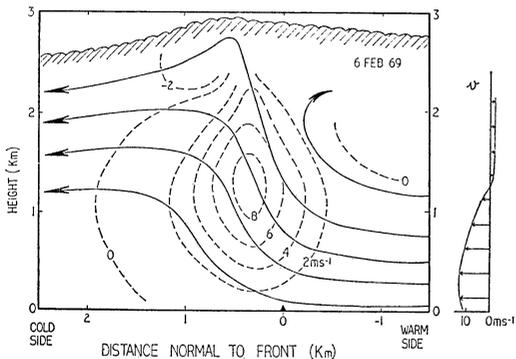
測密度は当然であろうが、わが国の実情を考えれば羨しさを禁じえない。

(3) 寒冷前線の構造

前節で述べた温暖前線に伴う降水分布や循環の研究と同じ手法で Browning and Harrold (1970) は寒冷前線の構造を調べた。すなわち、大規模の運動は等温位解



第8図 RHV方式で求められた前線に垂直な面での水平風速の速度成分の分布。斜線部分は前線の前方に向う成分を示す。



第9図 第8図から求められた前線に直角な面内の循環, 1124—1125 Z, Feb. 6, 1969. 破線は鉛直速度の等値線である。

析で、中規模および小規模の運動はそれぞれドップラーレーダーの VAD および RHV 方式によって、

第7図は第1図と同じ等温位解析の結果であるが、前例と同様に寒冷前線の前に暖湿気流の集中があり、前線のすぐ後に大きな温度傾度をつくりだしているのがわかる。この気流は3 kmの高さまで $\theta_w = 4^\circ\text{C}$ で一定であるが、1~3 kmの間では実線の風の符号や相対流線にみられるように寒冷前線に平行である。しかし、1 kmより下層では地表摩擦のため破線の風の符号や流線で示されているように、寒冷前線に向う相対流の成分が大きく、ここで暖湿気流の激しい上昇が生じている。雲域は

その後縁が短い斜線で示されているが、寒冷前線の直前から約200 kmの幅で前線に沿って一様な幅で広がっており、2次元的な構造をもっていることがわかる。

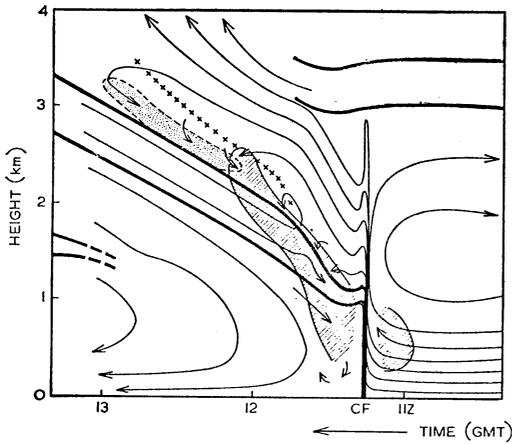
寒冷前線付近の細かい大気の運動状態がドップラーレーダーで調べられた。第8図は前線に直角な断面内の速度成分を RHV 方式で表わしたものである。前線の前から後に向う方向を正にとってあるが前線付近1~2 kmの範囲で風速の傾度は著しく、3~400 mの高度で僅か2 kmの範囲内で +13 m/s から -3 m/s まで変化しており、2次元的な構造とみて発散を計算すれば $-10^{-2}/\text{s}$ にも達する。1 km以下のまさつ層内での収束の大きさがよくわかる。1.3 kmの高さより上ではまさつ層内とはまったく逆の様相を示している。

この観測結果から上昇気流を求め、寒冷前線に垂直な断面を示したのが第9図である。まさつ層から流入して上昇気流となる暖湿気の mass flux は $130 \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$ となり最大8 m/sを超える上昇速度を示している。この上昇流は高さ3 kmに及び、ひょうや雷をもたらすほどの強さであった。この上昇流域は僅か1 kmほどの幅の中で起っているのが線状対流 (line convection) と呼ばれている。

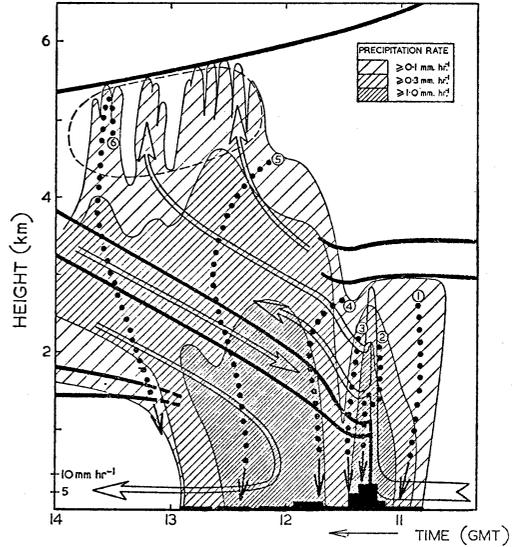
寒冷前線の前方約40 kmのところ、暖気流中の安定度は中立であることが観測されており、暖気は進行する寒気の壁の上を定常的に上昇しており、降水域はセル状構造をもたない。したがって、コンベヤーベルトの例と異なり、線状対流は自由対流ではなく強制対流であるといえる。

VAD方式で求めた中規模の循環(前線に直角な面内での)を第10図に示した。暖気の上昇が2つのステージに分けられるのがわかる。地上の前線付近で線状対流により急激に上昇したのち、いったん下降してから前線帯に沿って滑昇する(これを slope convection と呼んでいる)。slope convection の上昇速度はほぼ20 cmである。最大の下降流は寒冷前線帯内にあるが、上昇流と下降流の境目(雲底と考えられる)は暖気内にあり前線面より傾斜は大きい。図中の斜線部分は変形の大きな部分を示しているが、2次元的な流れの表現の中で吸い込み(sink)の役割を果している。

降水の分布は第11図に示されているが、線状対流の部分の強い降水バンド、その後の滑昇域に並程度の降水が数10 kmにわたって続き、その後面では沈降する乾燥空气中で降水は蒸発している。降水強度の高度に対する変化率は降水の発達率を表わしているものと考えること



第10図 寒冷前線付近の中規模の循環, Feb. 6, 1969. 細実線は前線系に相対的な流線, 太線は前線帯や安定層の境界を示す。×印は $w=0$ の等値線から推定された雲底, 破線部は変形の極大域, 点状部は風の鉛直シャーの極大域を示す。



第11図 寒冷前線付近の降水強度を示す時間・高度断面, 地上の降水強度は横軸に沿って示されている。

ができるが, line convection のところと slope convection の初めの部分で降水がもっとも急速に発達している。

第10図の循環の様子は Newton (1950) のスコールラインに対するものと非常によく似ている。流入水蒸気量に対する降水量の比率, すなわち降水効率はこの場合 50%であるが, これは Newton が推定したスコール・ラインに対する値とほぼ同じである。

Newton の場合は主として等温位解析から流線を推定したが, ドップラーレーダーによってこれが実測できるようになったわけで, 新しい観測技術の発展が確実な知識を提供してくれるようになった。

寒冷前線にもいろいろな型があり, 前節で述べたような寒冷前線は非活動的な(降水生成に関して)ものであるが, この解析例は活動的なアナフロント型の典型であろう。解析に用いられるデータの豊富さが迫力ある内容にしている。

3. 晴天大気中の現象のレーダーによる観測

通常, 気象レーダーは降水粒子からの反射信号を検知する。しかし, ときには, 雲のない晴天時にもエコーが現われることが知られていた。眼に見える目標物がないので, この種のエコーは「エンジェル (Angels)」と呼ばれてきた。エンジェルエコーの特徴やその成因については長い間調べられてきたが, 1960年代前半までの研究

成果については Battan (1959) および Atlas (1964) に詳しいレビューがある。

エンジェルエコーは一般に反射強度が弱いのでレーダーの感度が高くなるにつれて, 得られる知識も多くなる。最近, 晴天大気中の現象を観測するために各種レーダーの改良・開発が著しく, また, その種のレーダーによっていろいろ興味のあることがわかってきている。ここでは最近のレーダー機器および, 観測結果について述べたい。

以前からエンジェルには2種類のエコーのあることが知られている。ひとつは点状のエンジェル (dot angels) で反射強度の変動が少ないことが特徴である。他は空間的に拡がりをもち反射強度の変動も大きい層状のエコーである。層状といっても後述するように水平な層状エコーとなるとは限らず, 波動や線状あるいはリング状などいろいろな形となって表われる。前者の点状エンジェルは大気中を浮遊する昆虫あるいは鳥によって生じ, 後者の層状エコーは大気マイクロ波に対する屈折率の変動が大きいところからの散乱によって生ずるものと考えられてきた。

(1) エンジェルエコーの成因の研究

(ア) レーダー反射能の波長依存性

エンジェルの成因のひとつに大気中の屈折率変動の大きなところからくるエコーが考えられている。大気中の

屈折率はマイクロ波に対して、つぎの式で表わされる。

$$(n-1) \times 10^6 = -\frac{79}{T} \left(p - e + \frac{4800e}{T} \right) \quad (3-1)$$

p : 気圧 (mb), e : 水蒸気圧 (mb)

T : 気温 ($^{\circ}$ K)

したがって、 p や e や T の変化が大きいところでは屈折率の変化が大きくなる。

乱れのある媒質による電磁波の散乱は多くの人によって研究されてきたが、Tatarski (1961) によればレーダー反射能 η はつぎのように表現される。

$$\eta = 0.39 C_n^2 \lambda^{-1/3} \quad (3-2)$$

ここで λ はレーダーの波長であり、 C_n^2 は屈折率変動の強さを表わす量でつぎのように表現される。

$$C_n^2 = a^2 L_0^{4/3} \left(\frac{dn}{dz} \right)^2 \quad (3-3)$$

a^2 はリチャードソン・ナンバ (Ri) に依存する無次元のパラメーターであり ($Ri=0.1$ のとき $a=1$)、 L_0 は乱流スペクトルにおける慣性小領域の限界の渦の大きさ、 (dn/dz) は屈折率の平均の鉛直傾度を示す。また、Atlas, et al. (1966) によれば L_0 はつぎのように表わされる。

$$L_0 = \left(\frac{\varepsilon}{\beta^3} \right)^{1/2} \quad (3-4)$$

ここで β は平均風速の鉛直傾度であり、 ε は単位体積あたりの乱流エネルギーの減少率である。乱流が激しくなれば乱流エネルギーの減少率も大きくなるから ε は乱流の度合を示す量になる。

以上の関係から、

$$\eta = 0.39 a^2 \varepsilon^{2/3} \beta^{-2} \left(\frac{dn}{dz} \right)^2 \lambda^{-1/3} \quad (3-5)$$

となる。

また一方、レーダーの波長に比べて小さな大気中の粒子に対しては、良く知られているようにレーラー散乱とみなしうるから

$$\eta = \pi^5 |K|^2 \lambda^{-4} \Sigma D^6 \quad (3-6)$$

ここで $|K|^2$ は粒子の複素屈折率に関係した量で、 D は粒子の直径である。

式 (3-5) および (3-6) から点目標による η と大気中の屈折率変動による η はそれぞれ λ^{-4} および $\lambda^{-1/3}$ に比例することがわかる。

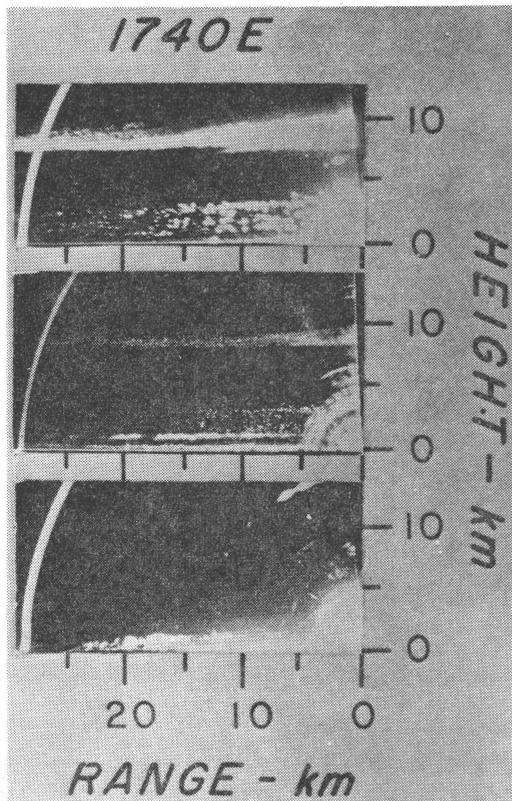
(イ) いろいろな波長によるエンジェルの観測

Hardy, et al. (1966) および Hardy and Katz (1969) は 3.2, 10.7 および 71.5 cm の波長の3台の高感度レーダーによって晴天大気中のエコーを観測し、 η の波長依存性によって目標物の性質を調べた。使用したレーダーの特徴は第1表のようであるが、高出力のうえに巨大なアンテナを用い利得を高くするとともに角度分解能を著しく良くして、弱いエンジェルエコーが測れるよう工夫してある。

第1表をもとに各レーダーを比較すると、目標物がレーラー散乱体であるとき η は λ^{-4} に比例するから、3.2 cm の最小受信電力は 10.7 cm レーダーのそれより 5 dB 大きく、UHF レーダーのそれより 30 dB 大きくなることわかる。また、屈折率変動からの散乱では η は $\lambda^{-1/3}$ に比例するから、3.2 cm の最小受信電力は 10.7 cm 波および UHF レーダーに対してそれぞれ、15 dB および 20 dB 小さくなる。したがって、レーラー散乱

第1表 第12, 13図の観測に用いられた MIT Lincoln Laboratory レーダーの特徴

	X Band	S Band	UHF
波長, cm	3.2	10.7	71.5
アンテナ直径, m	10.4	18.4	18.3
ビーム幅, deg	0.21	0.48	2.9
パルス幅, μ sec	2	2	2
アンテナ・ゲイン, dB	58	51	35
出力, Mw	0.9	3.0	6.0
最小受信感度 (Smin.), dBm	-101	-111	-112
10 km において検知可能な最小断面積, cm^2	6.0×10^{-4}	2.5×10^{-5}	3.4×10^{-4}
上記に相当する水滴直径, cm	0.26	0.33	1.3
10 km において検知可能な最小レーダー反射能, cm^{-1}	2.6×10^{-15}	2.0×10^{-17}	7.6×10^{-18}

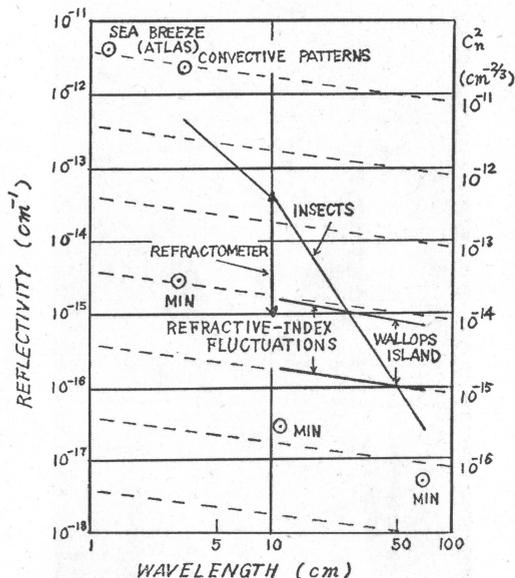


第12図 3.2, 10.7 および 71.5 cm 波レーダーで同時に観測された RHI.

の場合は波長の短いレーダーの方が良く見え、屈折率変動からの散乱の場合は波長の長いほどよくみえることになる。

第12図は3つのレーダーで同時に撮った RHI であるが 7~10 km のエコーは C_i のエコーで 3 cm 波で強く(普通の性能のレーダーでは見えない)、71.5 cm 波ではみえない。1~3 km の無数の点エコーも波長が長くなるとみえないので、波長より小さい物体からの散乱によるものであることは明らかであり、昆虫の追跡によって得られたエコー (Glover and Hardy, 1966) と同じ型であるので昆虫によるものと思われる。1 km 以下の薄い層状エコーは波長の長い方で強くあらわれており、3.2 cm 波ではみえないので屈折率変動によるものと判断される。飛行機やヘリコプターに積んだ屈折率計によって、この高度の屈折率変動の大きいことが確かめられた。

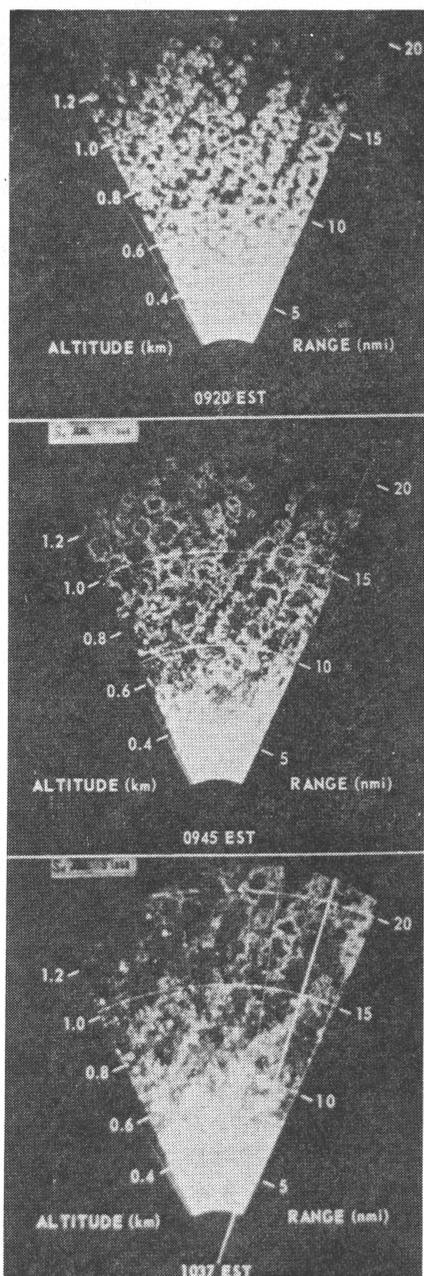
Glover, et al. (1966) および Glover and Hardy (1966) は飛行機から実際に昆虫(すずめが、みつばち、とんぼ)や鳥(むくどり、鳩、すずめ)をはなして上記



第13図 晴天大気のエコーの波長とレーダー反射能の関係、屈折率変動によるエコーでは η は波長の $-1/3$ 乗に、昆虫からのエコーでは -4 乗に比例している。屈折率スペクトルの直接測定値が記入されているが、レーダーで観測した値とほぼ一致している。MIN の印は各波長での測定可能な最小値を示す。海風前線や対流パターンの測定値が記入されているが、単に屈折率変動による値でなく、上昇気流中に昆虫が含まれていたため η はこのように大きな値を示したものと思われる。

のレーダーで追跡し散乱断面積を求めた。また、Hardy, et al. (1966) はコヒーレントな点状エコー(第12図のような)を追跡し、風とは違う移動速度を示すことを確かめたが、この飛しょう力のある目標物の断面積も昆虫や鳥と同程度になった。その1例についてレーダー反射能を示したが(第13図)、波長のはほぼ -4 乗に比例して変化していることがわかる。同じ図に第12図の下層でみられる層状の非コヒーレントなエコーの測定値があるが、波長の $-1/3$ 乗で変化していることがわかる。これに対応する C_n^2 は $10^{-15} \sim 10^{-14}$ であるが、飛行機で測定した乱流のスペクトルから推定した C_n^2 は $10^{-14} \sim 10^{-13}$ でそれほどの違いがないといえる。

以上のことから点状のコヒーレントなエコーは昆虫あるいは鳥からのものであることがわかったが、Atlas (1964) は熱気泡によって点状エンゼルができる可能性



第14図 1968年7月5日、高度角 2° でとられたPPI、時間とともに対流セルの様相が変化しているのがわかる。

を主張しているが、観測結果はそれに否定的である。これを利用して生物学者と共同してつばめが飛来する状態などがオーストラリアで調べられている (Berson and

Simpson, 1971)。

一方、層状のエコーは屈折率変動によって生ずることがわかったが、(3-5)式から屈折率の鉛直傾度および乱流の強いところからのレーダーエコーが強いことが予想される。最近、大気中の屈折率を直接測定する方法が進展し(たとえば Konrad and Randall (1966), Lane (1969), Konrad and Robinson (1972)), 晴天時層状エコーの現われやすい気温逆転層や等温層の底で ($\frac{dn}{dz}$ は大きい) 渦による屈折率変動の大きいことが測定によってわかり、また、大気中の乱流のスペクトルと η の関係などを調べることができるようになってきた。

屈折率変動によるエコーは晴天大気中の乱流 (CAT) を調べるのに以上に述べてきた理由から非常に有力な武器になるが、CAT の観測に関連していろいろなことがわかってきた。以下にそれらについて述べる。

(2) 晴天大気中の対流過程

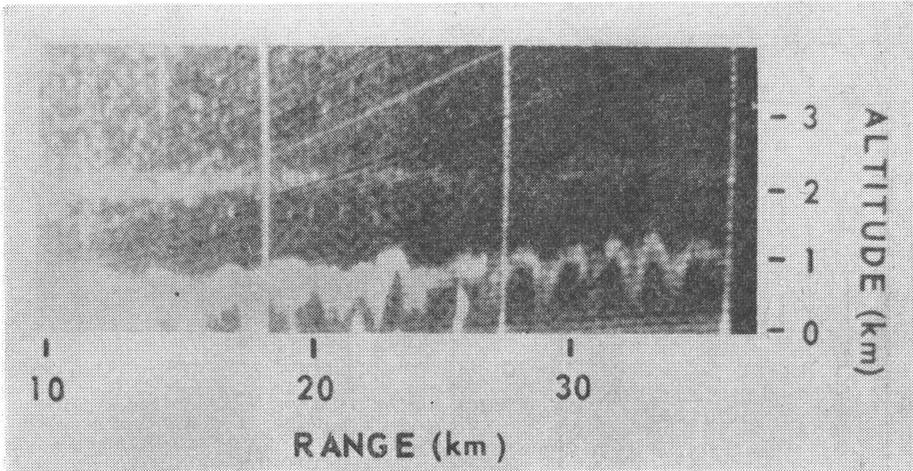
対流の研究は理論的にも実験的にも多くの研究者が、長年とり組んできた問題であるが、大気中で実際にどのように対流が起っているかを知ることはできなかった。しかし、前節で述べたような高出力、高感度および高分解能のレーダーを使用することによって対流の空間的構造や時間変化を調べることができるようになった。通常のレーダーでも条件の良いときには観測できるが、その報告はまれである (小花, 1969)。

晴天大気中でレーダーで見えるものはこれまで述べてきたように、屈折率の変化およびその変動の大きなところである。それはまた気象要素の変化によって起るが(3-1)式からつぎのようになる。

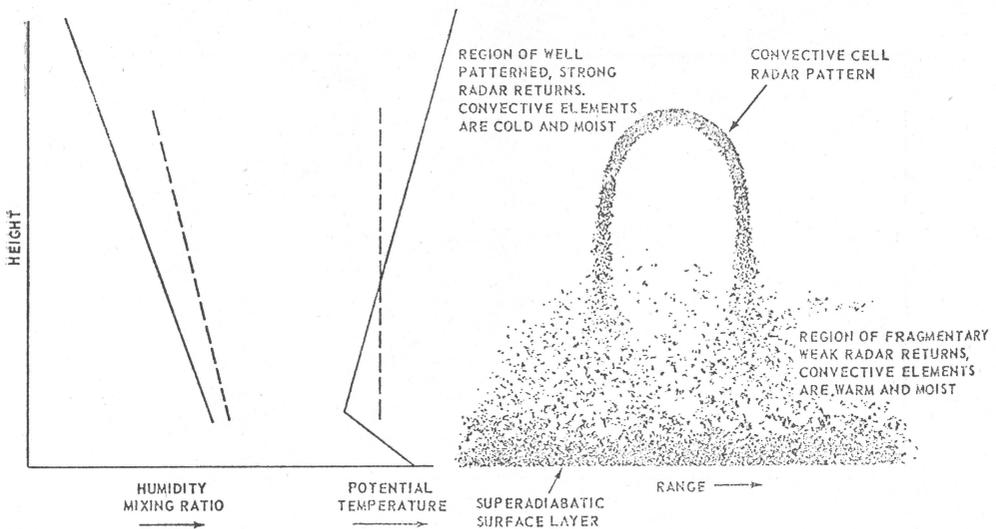
$$\Delta N = -1.27 \Delta T + 4.5 \Delta e + 0.27 \Delta p \quad (3-7)$$

$$N = (n-1) \cdot 10^6$$

このことから水蒸気量の変動がもっとも大きくきいてくることがわかる。ついで温度変動がきく、対流過程では、気温と水蒸気圧(あるいは気温のみ)が周囲より高いために浮力を持った空気塊が上昇する。空気塊の外縁では周囲の空気との混合がもっとも激しく、したがって屈折率変動も大きい。また屈折率の傾度も急であるから、対流で上昇する気塊の表皮からのレーダー波の散乱は大きくなる。レーダーに現われる対流のパターンを第14, 15図に示したが、対流要素の外縁から強いエコーをもたらすから、PPI ではリング状になるし、RHI では逆“U”字型になるのが特徴である。同時に行なった飛行機観測の結果から Konrad (1970) はこの対流セルあ



第15図 対流場の RHI, 1330 EST, Jul. 30, 1968. このときは晴天で雲はなく, 2 km の高さのエコーも, 晴天大気によるものである。

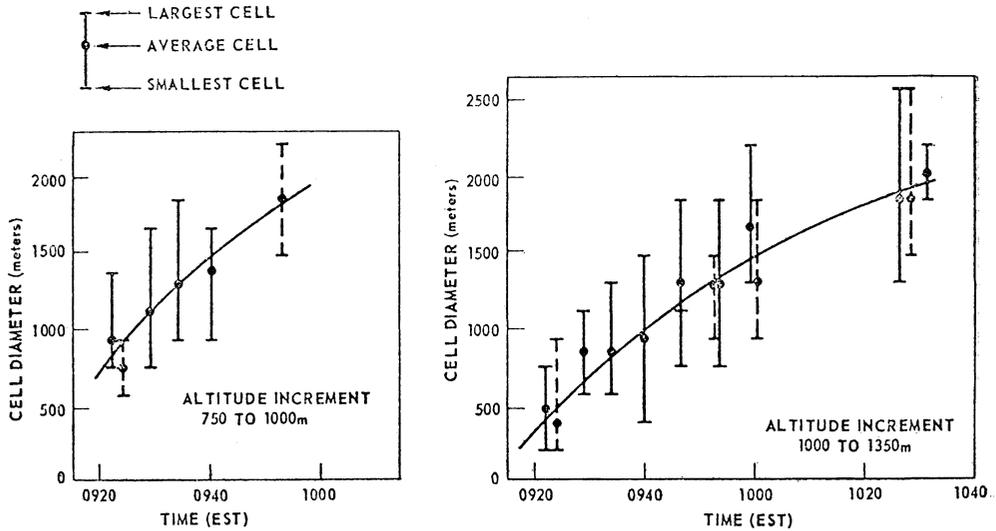


第16図 対流セルのレーダーパターンと周囲の成層状態との関係を示すモデル。

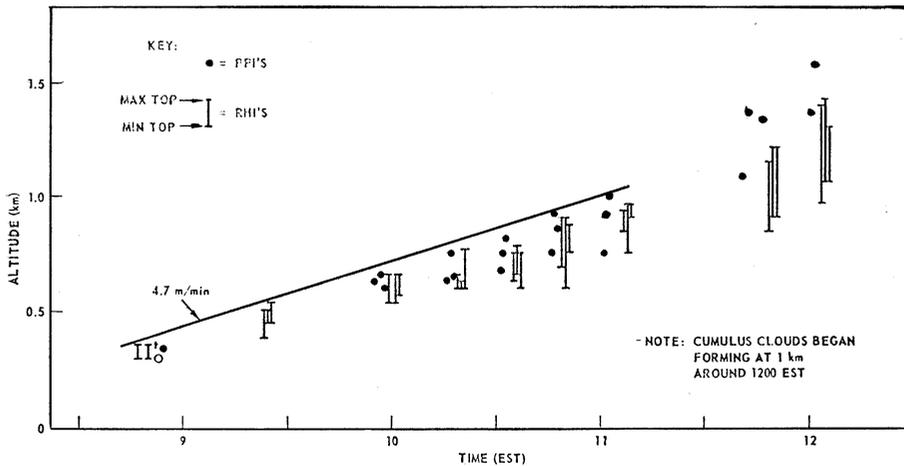
るいは熱気泡 (thermal) の上昇過程をつぎのように推定している。

第16図にみられるように地表付近数 10 m では大気は超乾燥断熱的であり, その中により温かく湿った部分ができそれが対流セルとなって上昇する。超断熱層の上はやや安定であり混合比も高さとともにやや減少している。安定層の下部では対流セルは周囲に比べて気温は高いが, 上昇するにつれてその差は小さくなり, もっと上方では加速され上昇した対流セルは周囲よりも冷たくな

り, 温度差もむしろ大きくなるだろう。混合比はエントレーンメントによって減るであろうが最後まで周囲より大きい。したがって, (3-7) 式によれば, 対流セルの最上部でもっとも屈折率傾度が大きくレーダーによく見えることになる。第16図では周囲の空気の状態を実線で, 上昇したセルを破線で表わし以上の過程をモデル化している。なお, Hardy and Katz (1969) によれば, ベナール型の対流はもっと直径が大きく地面近くの方が屈折率の大きいと報告されている。



第17図 対流セルの大きさの時間変化, 二つの高度について示されている。

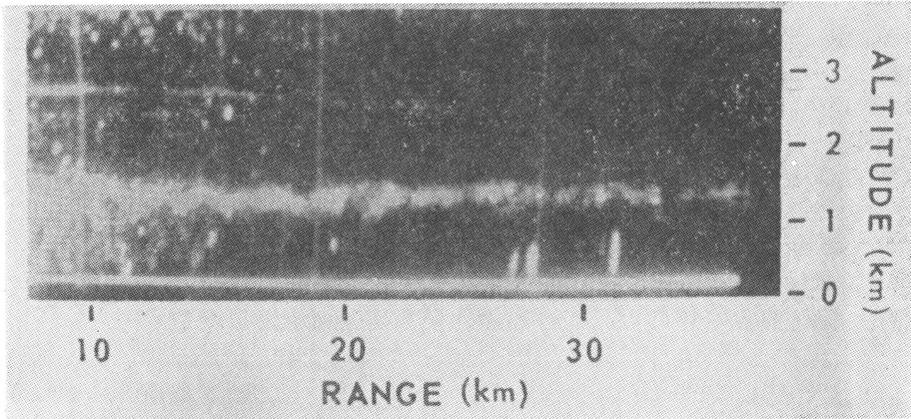


第18図 引き続き PPI および RHI 観測から求められた対流場の高さの時間変化。

第14図からわかるように対流セルの直径と上昇する高さは時間とともに増大する。第17, 18図はその模様を示している。個々のセルは上昇速度 0.5~1.5 m/s, 直径の膨張速度 0.5~1 m/s で一般に大きいセルはより高く上昇するが, 上昇できる高度はそのときの安定層によって抑えられる。この高さの増加率は Konrad (1970) によれば 4.5~6 m/min. である。

最終的には, 凝結高度を越えると対流雲ができる。第18図の12時近くのデータは対流雲の発生初期に対応す

るものと考えられる。Browning (1972) もこのような過程を経て, しゅう雨が開始されることを観測したと報告している。Browning によればしゅう雨をもたらすような深い対流を起す部分 (Areas of Deep Convection の頭文字をとって ADC と呼んでいる) ははつきりしたメソ・スケールの構造をもち数時間の寿命をもち下層の風によって流されているという。大気が不安定なとき, しゅう雨はそれが始まる数時間前から存在する ADC の中で起るから, 高感度レーダーによって ADC を観測す



第19図 対流活動の成長におよぼす逆転層の効果を示す RHI, 対流場は 1.0~1.2 km の高度に達し頭が平になった。この層状のパターンは長く続いた。

ることは severe storm の発生に有用であろうと述べている。

一方、対流雲の発達までに至らないときは強い逆転層で対流が抑えられ、そこに第19図のように層状のエッジエコーが起る。この層の下にエコーはみられないのは必ずしも対流がないからではなくて、対流による混合が良く行なわれて屈折率の傾度や変動が弱くなった場合もありうるのである。

なお、Browning が報告している晴天大気中の構造を観測するための Defford (英国) のレーダー施設について少し述べてみよう。中心になるレーダーは直径 25 m の大パラボラアンテナを使用した出力 1 MW のドップラレーダーである。波長は 10 cm で受信感度も良く、前述の対流セルは 100 km までも観測可能だという。また、超高感度のドップラレーダーとして大気中の屈折率変動をトレーサーとして雨がなくても大気中の運動を調べることができる。測定範囲は 22 m/s である。分解能は動径方向に 200 m (パルス幅 1.25 μ s) ビーム幅は 0.33° である。なお、表示方式で注目すべきことは、グランドエコーはそのコヒーレントな性質を利用してフィルターによって除去して表示できるとのことである。まことにすばらしい性能のレーダーを使っているものである。

Defford にはこのレーダーのほかに、3 cm 波の2台のドップラレーダー、10cm 波の通常レーダー 8.6mm 波の感度の良い高感度測雲レーダーが備えられており、気球や飛行機による大気中の直接測定やレーダーとの同時測定も可能であるとのことである。また Defford から

3 km 離れたところにはプラネタリー境界層の乱流の観測のためにけい留気球がほぼ定常的に利用できるようになっており、Defford レーダーと同時に観測ができる。けい留気球は 1400 m まで上げられ、マイクロ波屈折率計なども装備されているという。英国がレーダーを用いた研究にいかにか力を注いでいるか良くわかる。

(3) 晴天大気中の KH 波と CAT の観測

第12図や第19図でみられる晴天大気中の層状エコーはしばしばあらわれる。これは気温逆転層に対応していることが多く、そこでの屈折率傾度の強さと乱流の大きさによるものと考えられてきた。このような層状エコーは波動を示すことが多く、ときには不安定化して「くだけ波」となること、また、そのような波動は激しい晴天乱流 (CAT) を伴っていることが多くの研究者によって報告されてきた (たとえば Hicks and Angel (1968), Hardy and Katz (1969) あるいは Ottersten (1969) など)。

しかし、この問題に関する知識や議論は Richter (1969) が分解能を極度に良くした新しいレーダーを開発することによって新しい局面を迎えるに至ったといえよう。このレーダーについて最初に述べておこう。

(ア) 高分解能 FM-CW レーダー

通常のレーダーはパルス波を用いており、距離分解能はパルス幅によってきまる。しかし、パルス幅を小さくすることは困難であり、これまで述べてきた晴天大気を観測するための高出力・高感度レーダーでも、パルス幅はほぼ 0.5~2 μ s で距離分解能は約 100~300 m であった。また、パルス波の使用は観測できる最小の距離範囲

を制約し、レーダーからはほぼ 300 m は測定できなかった。垂直ビーム方式でプラネタリー境界層の構造を調べようとするとき、これは致命的な欠陥であった。Richter はこれを FM-CW 方式によって解決し分解能を 1 m にまで高め、またレーダーからすぐ近くでの観測を可能にした。FM-CW 方式他の利点は尖頭出力と平均出力の比が 1 であることにある。

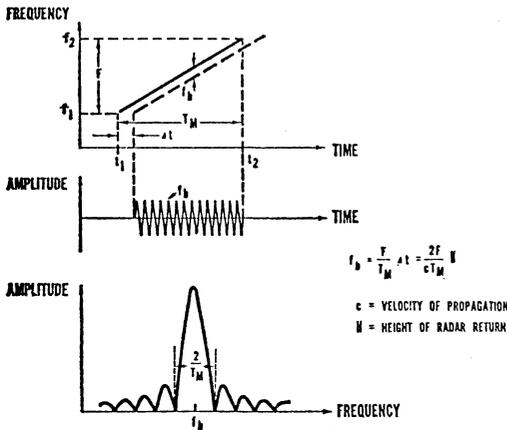
動作の基本を第 20 図で説明しよう。時間 T_M の間、 f_1 から f_2 まで直線的に周波数を変化させた信号を放射する。目標物の距離に相当する時間 dt だけ遅れて破

線のような信号がもどってくる。この 2 つの信号が混合されビート周波数 f_b を生ずる。図の中央がそれを示し、最下部の図はその周波数スペクトルを示す。異なった距離にいくつかの目標物があるとき、いろいろなビート周波数が重なり合うが、スペクトル解析によって目標物の距離がきまり、スペクトル成分の振幅が反射強度を示すことになる。レーダーシステムのブロック・ダイアグラムと性能を第 21 図および第 2 表に示す。

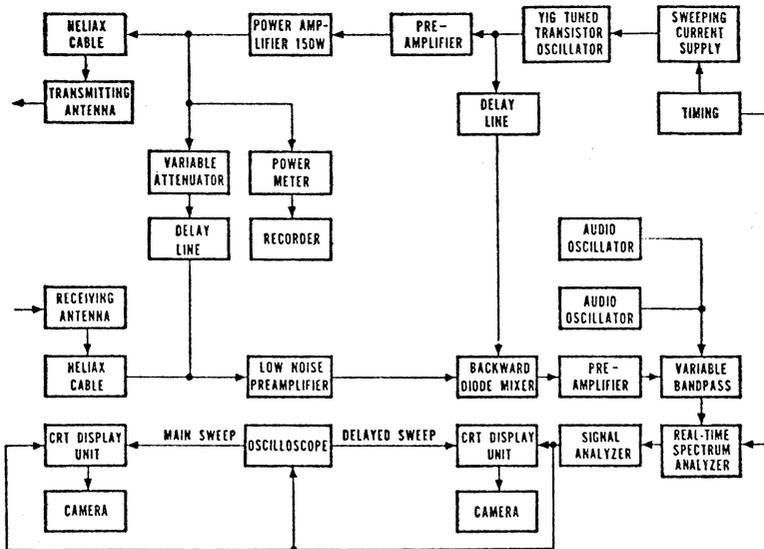
(イ) 高分解能レーダーによって観測された大気中の内部の構造

Richter (1969) は上記のレーダーを用いて観測した結果、従来、数 100 m の厚さをもつひとつの層状エコーとして観測されていたものが、厚さは高々 30~40 m であり、ときにはほんの 1 m くらいのことがあること、いくつかの薄いエコー層からなる微細構造をもつこと、また、これらの層状エコーは周期 2~4 分の波動状であることが普通で、振幅が数 10 m を超え不安定化することが多いことなどがわかった。

Gossard and Richter (1970) は高感度レーダーを用いて波動現象を調べ、2 つの型に分類している。1 つは長周期の内部波で(周期 8~11 分)安定気層内のできる重力波の基本モードであることを示した。波長はほぼ 3~7 km、位相速度は 7~14 m/s であるが、これらも内部重力波と考えれば説明できるとしている。他の型はずっと周期の短い「くだけ波」型の波である。同時に行な



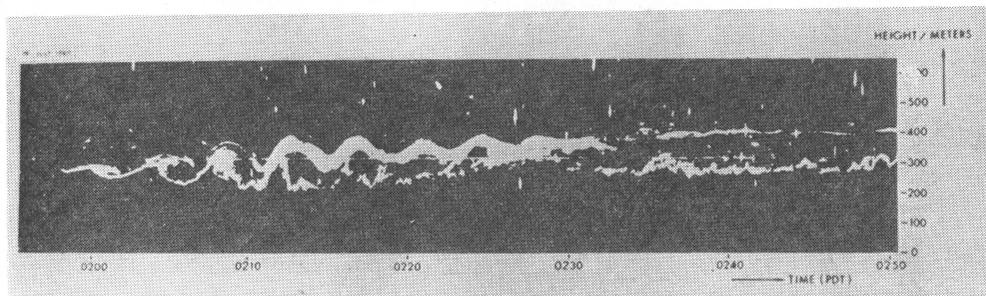
第20図 直線的な周波数変調を用いた FM-CW レーダーの原理



第21図 FM-CW レーダーのブロック・ダイアグラム

第2表 FM-CW レーダーの特性

Parameter	Value	Remarks
Power	150 watts	
Center frequency	2.8 to 3.1 GHz	
Frequency excursion	Variable	Linear modulation
Range resolution	Variable	Maximum resolution 1 meter for 200 MHz frequency excursion
Sweep duration	50 msec	Ten sweeps/sec
Receiver noise figure	5 db	
Minimum detectable signal	-150 dbm	
Antenna gain	35 db	
Antenna beam width	2.3 deg	
Isolation between antennas	105 db	
Minimum detectable cross section at 1 km	$\approx 3.7 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2$	
Minimum detectable reflectivity at 1 km	$\approx 4.2 \cdot 10^{-15} \text{ cm}^{-1}$	For 1-meter range resolution



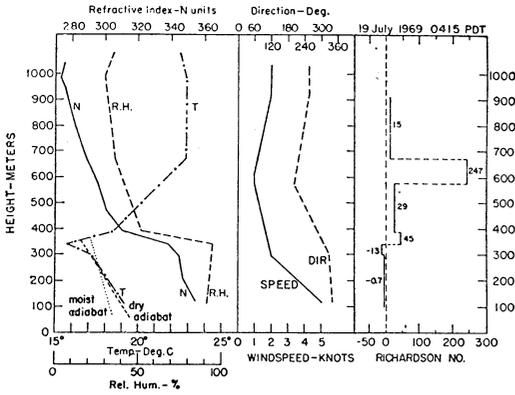
第22図 エコーの時間・高度表示, 1969年7月19日, 垂直方向の解像力は2m, 下層の不安定波とそれに続く乱れは上部の滑らかな構造のエコーと対称的である。

われた風や気圧の観測から風のシャーがこの型の発生の原因となっており Kelvin-Helmholtz 波であると述べている。Richter (1969) の報告した波動は後者の型に属する。エネルギーの流れを計算するとシャー不安定の層の上でできた波のエネルギーはシャー域に集中するようになっている。風のシャーが大きいためリチャドソン・ナンバー Ri も小さく、波は不安定となりくだけて乱流を生ずることを示した。

Atlas, et al. (1970) は同じレーダーの観測結果を用いてとくに不安定な KH 波について調べ、CAT のライフ・サイクルについて述べている。1例を第22図に示したが、最初、0158 に 265 m の高さのひとつのエコー層があり波動を示している。エコーは強さと厚さを増し (10 m) 波の振幅が最初の3波長の間 45 m から 150 m に増加する。その間、周期は約4分である。やがて波はくだけ乱流に変わる。0218 以降は約0.4分の短周期の変動だけが現われ上のエコー層に近すぎもとの高さへもど

る。このように、2つ以上の層が接近して現われるのは普通のことである。一方、上のエコー層は0204ころからみえ、波うっている。周期や振幅は下の波と同じであるが、位相は数分遅れているから、下の波によってトリガーされたものであろうと推定されている。この波はいったん強まってから、くだげることなく振幅は指数関数的に減少する。上の波は 350 m の高さを中心に振動するが、波の頂上は 400 m くらいにあり、波が減衰したのちの最終的な高さになっている。0230 以降、下の層では小さな波動が生じているが上の層にはおこらない。また、全期間を通じて、上の波が小さな乱れをみせてないことも特徴的である。これらのことから、下のエコー層より上では力学的に安定である (少なくとも短周期変動に対して) といえる。このことは第23図に示されている。

逆転層の底は 340 m で第22図の下のエコー層の高さ (第23図は海面上の高さなので第22図の高さに 30 m 加



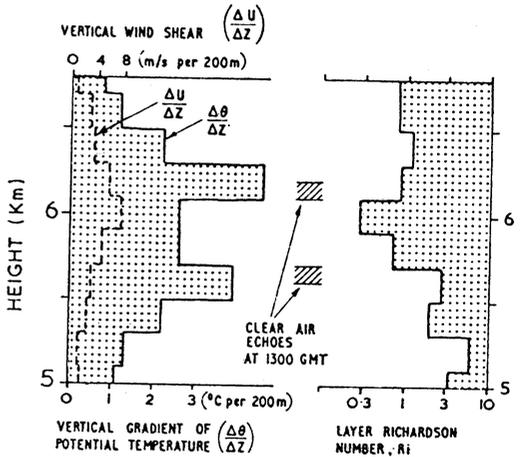
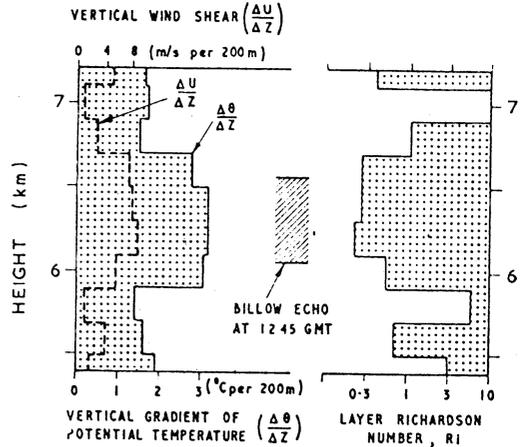
第23図 1969年7月19日 0415 PDT の高層観測結果。

える)と一致している。この層は湿度の減少(層雲の頭にあたる)によって屈折率の急減層にあたる。さらに屈折率変化の大きい390mが第22図の上のエコー層にあっている。340m以下の成層は不安定であり、波が発生し不安定化し、あるいは乱流によって熱や運動量が再分配され、不安定が解消されるべき状態を示しているといえる。340mの高さになめらかなエコー層と、乱れたエコー層が交互に現われた(図にはないが観測されている)ことがその事実を示している。シャーのある層流内の乱れの安定性は Ri の関数であるから第23図には Ri も示されている。

逆転層では $Ri \gg 0$ で逆転層の底から下で Ri は非常に小さな値を示している。この層で観測された波は KH 波の特徴をもっており、 Ri が逆転層の底で臨界値に達し KH 波がトリガーされたと考えられる。これが不安定化しただけのことによって CAT の発生が起る。飛行機によって観測された結果では CAT は一つの層で連続した範囲に生じているのではなく、とびとびに存在しているという事実とよく一致する。

また、観測されたエコーの強さが、これまで報告された最大値より10倍、ときには300倍もの値を示している。これは(3-2)、(3-3)式からエコー層における乱流の構造を示唆するもので L_0 は10m以下になることが推定される。これは小さい乱流渦が卓越することを意味するが、プラネタリー境界層の構造を研究する場合、重要なデータを与えてくれることになる。

高分解能レーダーによる観測は高々1000m以下の細かい構造を示しているに過ぎない。しかし、KH波の存在、それにとまなうCATの発生は対流圏内の各層で起



第24図 大きな振幅の KH 波が出現したときの高層観測結果。上図は 1207 GMT, KH 波発達の直前にあたる。下図は 1309 GMT, KH 波が衰弱した直後にあたる。

っていることが知られている。その例として Browning (1971) の報告を第24図に示しておこう。 Ri の小さなところにエコー層が出現しているが、KH波が breaking を起したのは上図の風のシャーの強い層である。しかし、この観測は分解能は通常のもので下図の層状のエコーの中でも KH 波の不安定化はあったかも知れない。Hardy and Katz (1969) は圏界面に発生した波動を報告している。

(ウ) 山岳波の観測

Starr and Browning (1972) は前述した高出力の Defford レーダーを用いて lee wave を調べた。屈折率傾度の大きい層(湿度の急変が効いている)からのエコ

一が lee wave によって波うつのである。西よりの風が吹くときのウェールズの山岳地帯の lee wave を4種類に分けて論じている。第1は定常的なもので、山谷の分布は6時間以上も変らなく、波長は20 km、振幅は2.3 kmの高さで最大で0.2~0.5 kmであった。Scorerのパラメーター I^2 の高度分布は下層に極大があり高さとともに減少し、しかも定常であった。波長も Scorer によって予測された範囲にあった。

他の型は、時間とともに波の山谷の位置が変るもの、風下に向って振幅の減少が著しいもの、最後の型は2~5 kmの高さの短い波長をもった波と8~10 kmの高さの波と lee wave が2層になったものである。 I^2 の高度分布との対応が調べられたが、それぞれ特徴があり、最後の型は高度分布に極大が2つみられた。Browning (1972)によれば、晴天大気中のうずの動きをトレーサーにして気流の測定も可能であると報告されている。

(エ) CAT のできる総観的条件

Hardy, et al. (1973) は不安定な KH 波ができたときのシノプテックおよびメソスケールの状態を調べた。寒冷前面上部の安定層の底で Ri の小さな層に KH 波が発生したことがわかった。深い前線帯の中に CAT 発生に好都合なシャープ帯ができた原因はなにか、大規模な front genesis と前線付近の成層の不安定化による乱流輸送が風のシャープを発達させた役割はどこにあったかなど興味ある問題が今後に残されている。

Roach (1970) は大気の運動につれて Ri が変化する式を導き、 Ri の減少するところで乱流が発達すると仮定し、Bushby-Timpson の10層モデルを用いて数値計算をし Ri の変化を求め希望のもてる結果を得ている。

4. レーダー観測資料の利用と処理について

気象レーダーが観測網として整備され、その観測結果が予報者へあるいは直接、市民へ情報として提供され利用されている国として、米国と日本を代表的なものとしてあげることができる。レーダー観測網の目的は、激しい天気現象(中規模以下のことが多い)のはあくど、一般的な降水の探知にあるとあってよいであろう。しかし、利用上の効果をあげるためには、データーをどのような形で、いかにタイミングよく利用者に提供するかが十分考えられなければならない。レーダーの観測資料が持つ意味と、実際にそれがどれだけ利用されているかということの間には常にギャップが存在してきたが、レーダー情報の提供に対する要望が増大し、多くのレーダー資料の処理が必要になってきている現在、そのギャップ

を埋める手段を緊急に実用化することに迫られている。

この種の研究は実用的な面が強いためか、通常の研究誌に発表されることが少ないが、Radar meteorology conference を例にとれば第12回(1966)には、これに関する研究発表が僅か2件だったのに対して第14回(1970)には Data processing に関するものが10、デジタル化されたデーターの利用に関するものが二つ報告されており、急激な発展を示していることがわかる。

大量のデーターを短時間で送信し処理するためには、コンピューターによらざるをえないから観測の自動化、観測結果のデジタル化の方向に進んでゆく。Kessler and Wilson (1971) は気象事業の中での今後10~15年先のレーダー利用はこのことがどれだけ実現するかにかかっていると断言している。そして、データーの集信、処理、情報伝達の自動化は、1) レーダー観測者がデーターの解釈と品質制御に時間をかけることを可能にし(手作業がなくなるから)、2) データーが多量なためにこれまで不可能だった処理方法(たとえば合成図の作成など)ができ、3) 利用者にもっと正確でタイムリーな情報を提供することを可能にするといっている。

米国では、すでに NSSL (National Severe Storm Laboratory) が方位角 2° 、距離1 mi ごとにエコー強度を9段階で表わし、このデジタル化された資料を記録し演算する装置(すべて自動的に行なう)を開発し、降水の短時間予報に利用することも可能になってきている(Wilk and Gray, 1970)。

日本でも、レーダーのデーターをデジタル化して集め、全国の降水分布の合成図の作成や解析に使う試みが進行しているし(立平, 1972)、デジタル化された資料を用いて精度よく降水の短時間予報を行なうための基礎研究も行なわれている(斎藤, 1972)。

このようなレーダー資料の定量化と確かさの増加がレーダー気象学の発展にひとつの契機を与えるであろうことは疑いない。

5. おわりに

レーダー気象学研究の最近の動向について限られた部分を、しかも主観的に述べてきた。観測手段ひとつとっても音波レーダ、レーザーレーダの発展など見逃せないことはたくさんあるがこれについて触れることは他の機会にゆずりたい。

また、外国での研究の紹介に終ったが、考えさせられることは、日本は定常的な観測網としてのレーダーの設置は立派なものをもっていているが、研究用レーダーに関し

ては著しい立ち遅れをいなめない。前者の利点を生かし、後者の改善をはかることが、日本におけるレーダー気象学発展に必要であろう。

文 献

- 1) 青柳二郎 (1967) : ドップラー・レーダ, 気象研究ノート, **89**, 153-174.
- 2) Atlas, D. (1964) : Advances in radar meteorology. *Advances in Geophysics*, **10**, 318-468.
- 3) Atlas, D., K.R. Hardy and K. Naito (1966) : Optimizing the radar detection of clear air turbulence. *J. Appl. Met.*, **5**, 450-460.
- 4) Atlas, D. (1967) : The balance level in convective storms. *J. Atmos. Sci.*, **14**, 635-651.
- 5) Atlas, D., J.I. Metcalf, J.H. Richter and E.E. Gossard (1970) : The birth of CAT and microscale turbulence. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 903-913.
- 6) Battan, L. J. (1959) : Radar meteorology, Univ. of Chicago Press., 133-140.
- 7) Battan, L. J. (1964) : Some observations of vertical velocities and precipitation sizes in a thunderstorm. *J. Appl. Met.*, **3**, 415-420.
- 8) Battan, L. J. (1972) : Radar meteorology in the Soviet Union—1970. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **53**, 536-544.
- 9) Berson, F.A. and K.G. Simpson (1971) : Radar line echoes and bird movements. *Weather*, **26**, 23-32.
- 10) Browning, K.A., T.W. Harrold, A.J. Whyman and J.G.D. Beimers (1968) : Horizontal and vertical air motion and precipitation growth within a shower. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **94**, 498-509.
- 11) Browning, K.A. (1971) : Radar measurements of air motion near fronts. *Weather*, **26**, 320-340.
- 12) Browning, K.A. (1972) : Atmospheric research using the Defford radar facility. *Weather*, **27**, 2-13.
- 13) Browning, K. A., M. E. Hardman, T. W. Harrold and C. W. Pardoe (1973) : The structure of rainbands within a midlatitude depression. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **99**, 215-231.
- 14) Browning, K.A. and T.W. Harrold (1969) : Air motion and precipitation growth in a wave depression. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **95**, 288-309.
- 15) Browning, K.A. and T.W. Harrold (1970) : Air motion and precipitation growth at a cold front. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **96**, 369-389.
- 16) Easterbrook, C. C. (1967) : Some doppler radar measurements of circulation patterns in the convective storms. *J. Appl. Met.*, **6**, 882-888.
- 17) Glover, K.M. and K.R. Hardy (1966) ; Dot angels: insects and birds. *Proc. 12th Weather Radar Conf., Amer. Met. Soc.*, 264-268.
- 18) Glover, K.M., K.R. Hardy, C.R. Landry and T. Konrad (1966) : Radar characteristics in free flight. *Proc. 12th Weather Radar Conf., Amer. Met. Soc.*, 254-258.
- 19) Gossard, E. E. and J. H. Richter (1970) : Internal waves in the atmosphere from high-resolution radar measurements. *J. Geophys. Res.*, **75**, 3523-3536.
- 20) Hardy, K.R., D. Atlas and K.M. Glover (1966) : Multiwavelength backscatter from the clear atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **71**, 1537-1552.
- 21) Hardy, K.R. and I. Katz (1969) : Probing the atmosphere with high power, high resolution radars. *Proc. IEEE*, **57**, 468-480.
- 22) Hardy, K.R., R. J. Reed and G.K. Mather (1973) : Observation of Kelvin-Helmholtz billows and their mesoscale environment by radar, instrumented aircraft, and a dense radiosonde network. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **99**, 279-293.
- 23) Hicks, J. J. and J. K. Angell (1968) : Radar observations of breaking gravitational waves in the visually clear atmosphere. *J. Appl. Met.*, **7**, 114-121.
- 24) Kessler, E. and J.W. Wilson (1971) : Radar in an automated national weather system. *Bull. Amer. Met. Soc.*, **52**, 1062-1069.
- 25) 小平信彦・立平良三 (1972) : 気象レーダ特集号. 気象研究ノート, 第112号.
- 26) Konrad, T.G. (1970) : The dynamics of the convective process in clear air as seen by radar. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1138-1147.
- 27) Mason, B. J. (1969) : Some outstanding problems in cloud physics—the interaction of microphysical and dynamical processes. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **95**, 449-485.
- 28) Newton, C.W. (1950) : Structure and mechanism of the prefrontal squall line. *J. Met.*, **7**, 210-222.
- 29) 小花隆司 (1969) : 風向に平行する多数の線状エンジェルエコー. 天気, **16**, 66-73.
- 30) 大田正次 (1970) : 南コーカサスにおけるひょう抑制実験. 天気, **17**, 521-525.
- 31) Ottersten, H. (1969) : Atmospheric structure and radar backscattering in clear air. *Radio*

- Science, 4, 1179-1193.
- 32) Richter, J.H. (1969): High resolution tropospheric radar sounding. Radio Science, 4, 1261-1268.
- 33) Roach, W.T. (1970): On the influence of synoptic development on the production of high level turbulence. Quart. J.R. Met. Soc., 96, 413-429.
- 34) Ryde, J.W. (1941): Echo intensities and attenuation due to clouds, rain, hail, sand and dust storms. Rep. General Electric Co., England.
- 35) 齋藤 実 (1972): エコーパターンとエコーの発生消滅域について, 天気, 19, 257-260.
- 36) Starr, J.R. and K.A. Browning (1972): Observations of lee waves by high-power radar. Quart. J.R. Met. Soc. 98, 73-85.
- 37) Tatarski V.I. (1961): Wave propagation in a turbulent medium. McGraw-Hill Book Co., 40-80.
- 38) 立平良三 (1972): 気象レーダーと電子計算機, うず, No. 21, 気象庁予報部.
- 39) Wilk, K.E. and K.C. Gray (1970): Processing and analysis techniques used with the NSSL weather radar system. Proc. 14th Radar Meteorology Conf., 369-374.

日本気象学会誌

気象集誌

第II輯 第51巻 第2号 1973年4月

森山 茂: 火星の実際の山岳が, 大規模な大気の流れに与える力学的な影響と, いくつかの火星の気象学的現象について.....	73-85
瓜生道也: 成層した回転流体中の停滞波によるエネルギーおよび運動量の輸送について.....	86-92
田中 浩・竜宮寺 修: 熱帯の雲のスペクトル解析(II).....	93-100
松本 誠一: 下部対流圏の風速と降雨活動.....	101-107
二宮 洗三・秋山 孝子: 広域合成レーダーエコー天気図によってみられる梅雨前線帯の中間規模エコークラスター(そのII).....	108-118
関原 彊: 1961年から1971年にわたる水平面日射量ならびにその波長別測定結果から見た東京の放射気候.....	119-132
文字 信貴: 強制対流から自由対流への遷移層における乱流エネルギーと温度変動の収支.....	133-145

要報と質疑

藤井盛澄: 冬季亜熱帯ジェット流の西ヨーロッパ域への大規模変位.....	146-150
岩嶋樹也・山元竜三郎: 大気中における準停滞性・移動性超長波の解析について.....	151-154