

STUDIES ON METEOROLOGICAL AND SEA SURFACE

PHENOMENA BY DOPPLER RADAR

BY

METEOROLOGICAL SATELLITE RESEARCH DIVISION,
TYPHOON RESEARCH DIVISION,
FORECAST RESEARCH DIVISION,
APPLIED METEOROLOGY RESEARCH DIVISION,
OCEANOGRAPHICAL RESEARCH DIVISION, MRI

気象研究所技術報告

第19号

ドップラーレーダによる気象・海象の研究

気象衛星研究部
台風研究部
予報研究部
応用気象研究部
海洋研究部

気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

MARCH 1986



Meteorological Research Institute

Established in 1946

Director : Dr. Kazuo Yanagihara

| | |
|--|------------------------------|
| Forecast Research Division | Head : Dr. Masahiko Aihara |
| Typhoon Research Division | Head : Mr. Keizo Masamura |
| Physical Meteorology Research Division | Head : Mr. Hachiro Uemura |
| Applied Meteorology Research Division | Head : Mr. Tsunehiro Majima |
| Meteorological Satellite Research Division | Head : Dr. Keikichi Naito |
| Seismology and Volcanology Research Division | Head : Dr. Masaharu Ichikawa |
| Oceanographical Research Division | Head : Dr. Hayato Iida |
| Upper Atmosphere Physics Research Division | Head : Dr. Hisashi Muramatsu |
| Geochemical Research Division | Head : Dr. Osamu Asaoka |

1-1 Nagamine, Yatabe-Machi, Tsukuba-Gun, Ibaraki-Ken 305, Japan

Technical Reports of the Meteorological Research Institute

Editor-in-chief : Tsunehiro Majima

| | | |
|--------------------------------|-------------------|-----------------|
| <i>Editors</i> : Koji Yamazaki | Haruo Ohnishi | Tomoyuki Ito |
| Tomoaki Yoshikawa | Tsutomu Takashima | Masami Okada |
| Masahiro Endoh | Yukio Makino | Katsnumi Hirose |

Managing Editors : Keiko Nishida, Yusai Yuhara

Technical Reports of the Meteorological Research Institute

has been issued at irregular intervals by the Meteorological Research Institute since 1978 as a medium for the publication of survey articles, technical reports, data reports and review articles on meteorology, oceanography, seismology and related geosciences, contributed by the members of the MRI.

序

気象研究所の筑波移転に当ってレーダーの更新が認められ、5 cm 波と 3 cm 波のドップラーレーダーが整備された。5 cm 波は本館屋上の固定型、3 cm 波は可搬型となり、前者は気象衛星研究部が後者は台風研究部が開発、維持を主として担当している。

この更新に先立って、気象衛星研究部は本庁予報部等の要望により、レーダエコーのデジタル化とグランドクラッター除去の開発を行ってきた。この成果を利用し、ドップラーシフト測定機能をも備えたレーダの製作を行ったのである。可搬型をも必要としたのは、他地域での観測もありうることの他に、2 台のレーダで同一領域内の詳細な三次元的風速分布測定をも、必要に応じて行うということのためである。これに 3 cm 波を選んだのは、可搬型では大きなアンテナを装置しにくいので、角度分解能をあまり低下させたくないからであった。また可搬型では、設置場所を必ずしも高所にすることが出来ず、観測範囲が余り広くない。そこで 3 cm でも減衰の制約が大きくはないと考えたのである。

整備されたレーダを基に行われたことは、データ処理の改善と観測・解析の気象研究への利用である。

データ処理についてはソフト面だけでなくハード面も含まれている。ドップラーについては、単独測定と複数測定のそれぞれの利用、三次元的解析のソフト開発等について検討されてきた。デジタル処理についても、グランドクラッター除去に関する誤差の問題、すなわち精度向上のハード、ソフト面の開発がなされている。

シビアストーム等の気象研究への利用に関しても、本文に記述されているように各種の問題に取り組んできた。デジタル化された資料が、研究のスピードを上げることは当然である。ドップラー測定値の本格的利用は我が国では初めての経験であって、それまで米国および英国の独占的であったものが、ここに自前の資料として十分料理できるのは、我々の大きな喜びであった。

デジタル化は我が国の現業に現在導入されているが、ドップラー測定はまだ検討されていない。しかし米国ではすでに導入されており、英国においてもその緒についているようである。

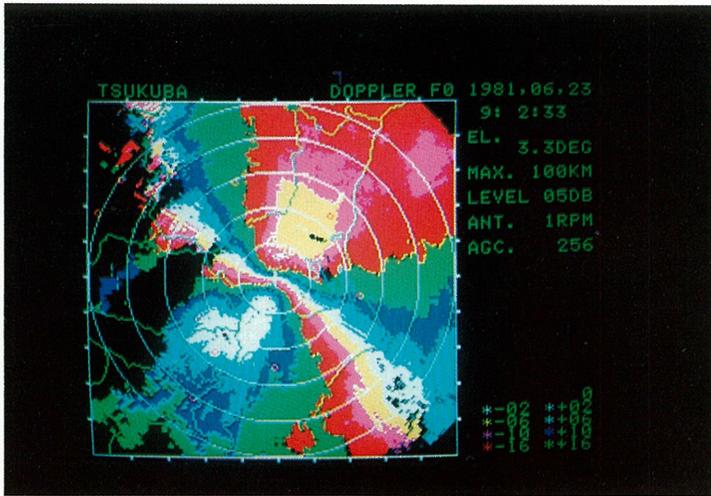
わが国においても、上陸した台風や集中豪雨雪等の現業ドップラー観測は、取得される風と雨の構造から予警報のために非常に有効なものと考えられる。ただこれには現業に使用しうる形で、我々

の研究をまとめ上げることが必要である。本報告はそれを念頭において、我々が行ってきたものの
第一段階を示すものである。

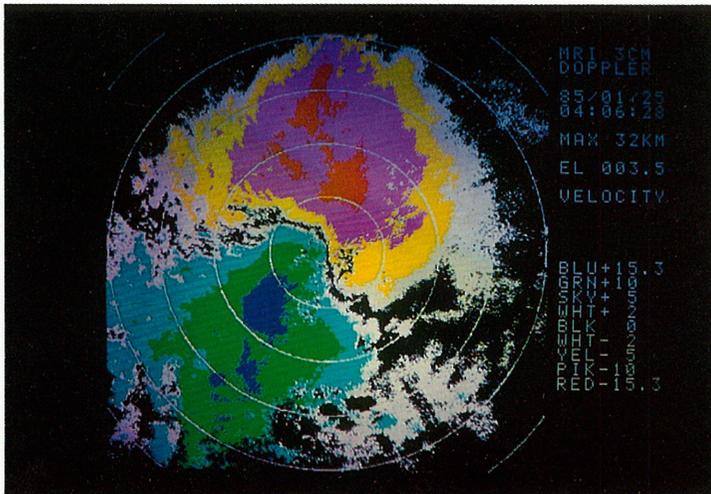
昭和61年3月

気象研究所 気象衛星研究部長

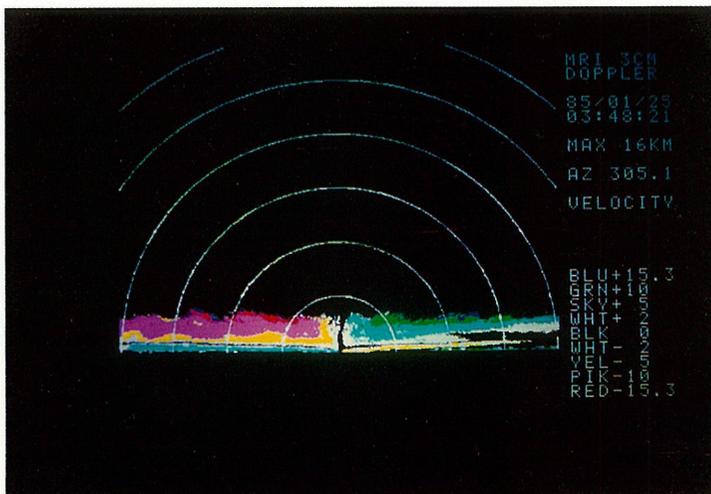
内 藤 恵 吉



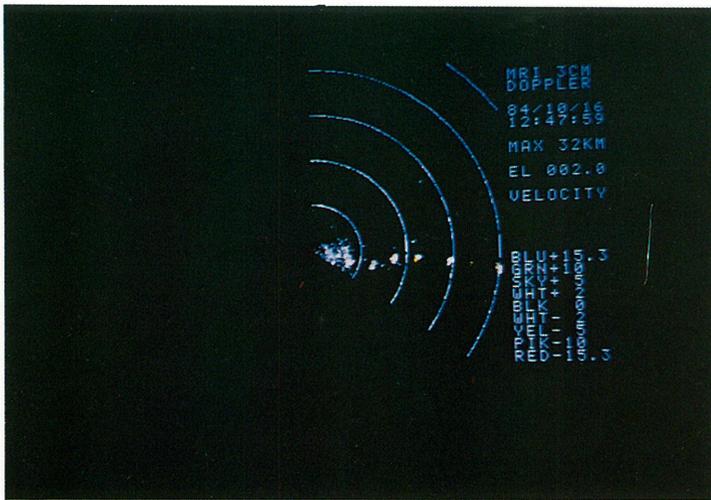
口絵写真 2.1 ドップラー PPI 表示。仰角 3.3°、距離 マーカー 20 km、1981 年 6 月 23 日 09 時 02 分



口絵写真 6.1 ドップラー 速度の水平分布を示す PPI 像 (1985 年 1 月 25 日 04 時 06 分 28 秒)



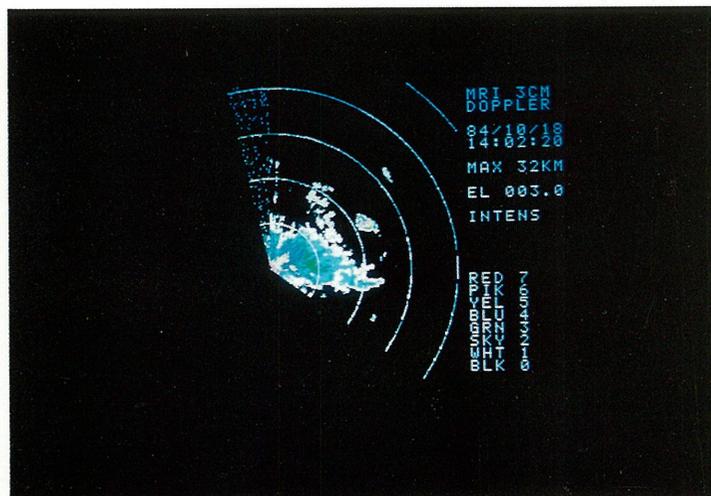
口絵写真 6.2 ドップラー 速度の鉛直断面を示す REI 像 (1985 年 1 月 25 日 03 時 48 分 21 秒)



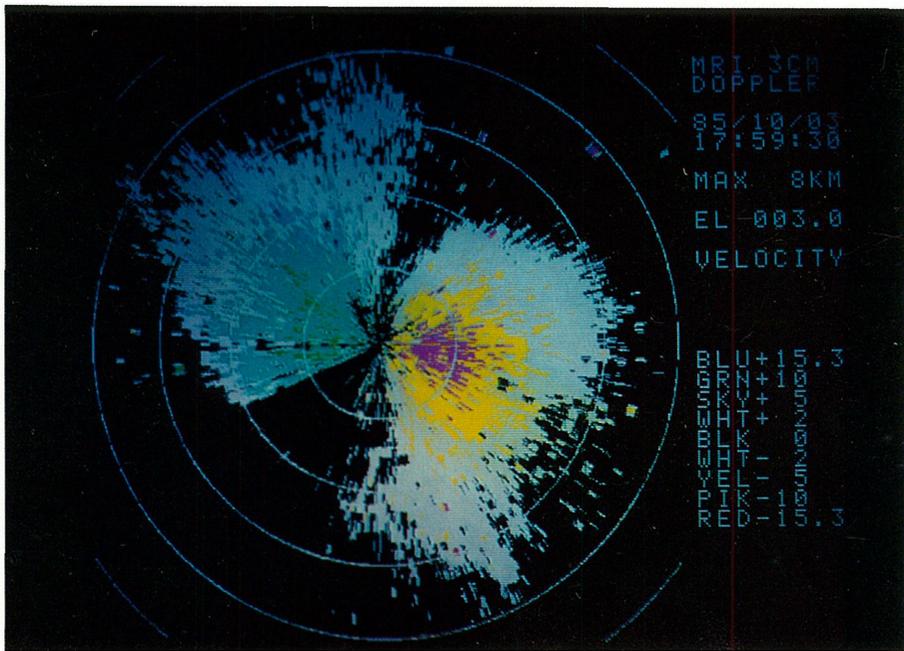
口絵写真7.1 3cm波
ドップラーレーダによる
1984年10月16日12時47
分59秒のチャフエコー。



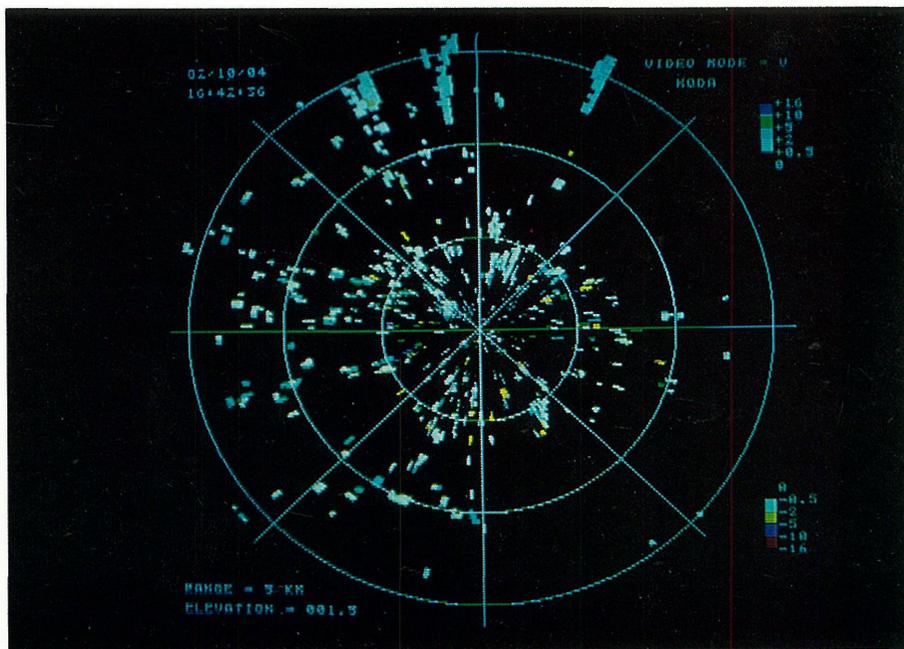
口絵写真7.2 口絵写真
7.1と同様。ただし時刻は
20分後の13時8分21秒。



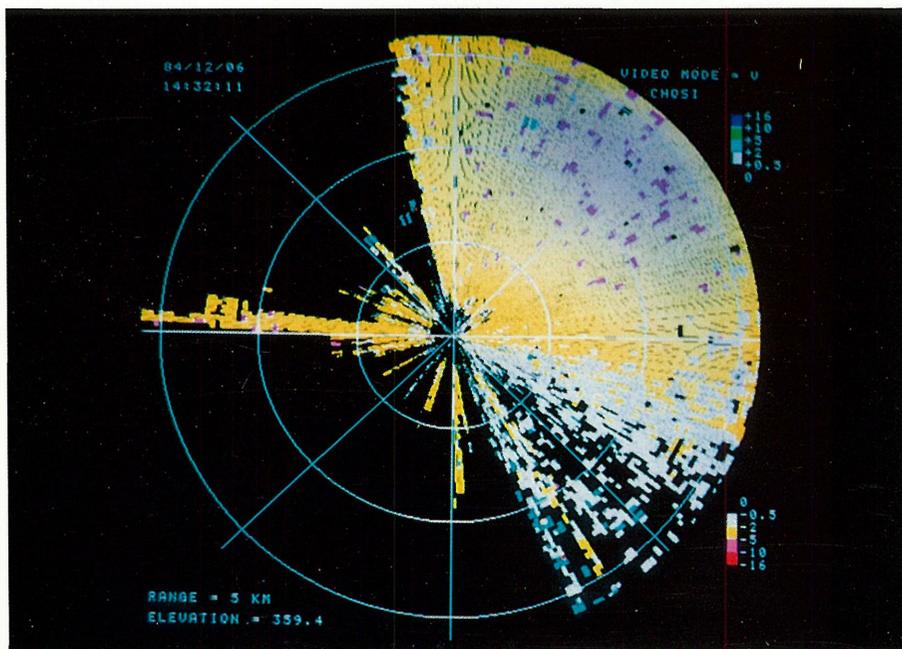
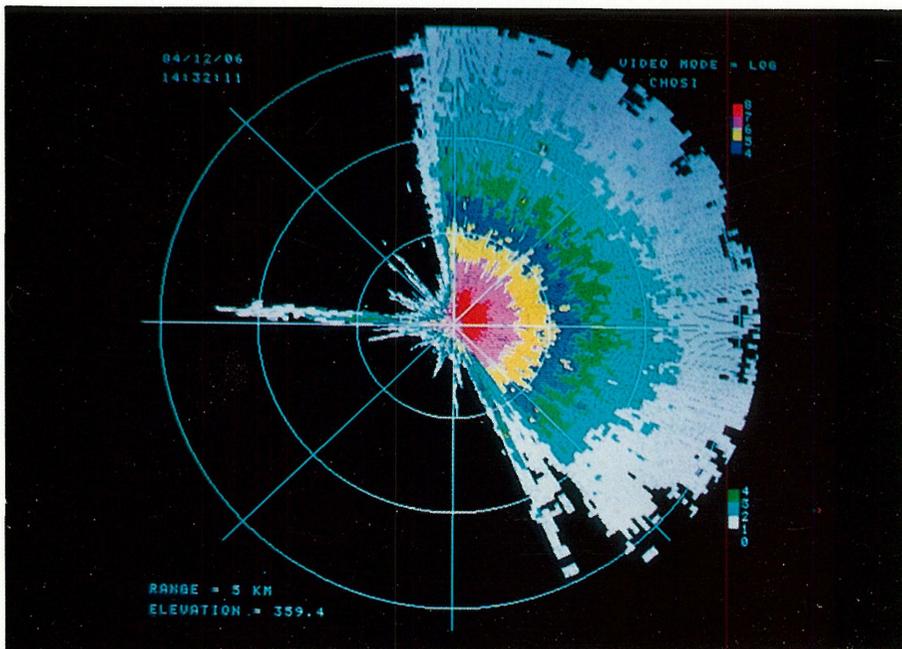
口絵写真7.3 口絵写真
7.1と同様。ただし日時は
18日14時2分20秒。



口絵写真 8.1 エンゼルエコーの移動を示すドップラー速度の PPI 像 (1985 年 10 月 3 日 17 時 59 分 36 秒)



口絵写真 8.2 トンボの移動を示すと思われるドップラー速度の PPI 像 (1982 年 10 月 4 日 16 時 42 分 30 秒)



口絵写真9.1 PPI画面でみた波浪による散乱エコー。上が受信強度、下がドップラー速度。速度で色が黄色は向いの2~5 m/s、白は0~2 m/sの範囲を示す。

目 次

| | |
|--|----|
| 序 | |
| 概 要 (和文) | 1 |
| Abstract (英文) | 3 |
| 第1章 ドップラー信号処理とレーダ装置 | 7 |
| 1.1 はじめに | 7 |
| 1.2 ドップラー信号と処理 | 7 |
| 1.3 パルスペア技術による信号処理 (平均値及び標準偏差) | 10 |
| 1.3.1 スペクトル解析 | 10 |
| 1.3.2 パルスペア信号処理の特徴 | 13 |
| 1.4 周波数成分の計算 | 15 |
| 1.5 固定型 5 cm 波ドップラーレーダ | 16 |
| 1.6 可搬型 3 cm 波ドップラーレーダ | 21 |
| 1.7 アンテナ三次元走査システムの開発 | 23 |
| 1.7.1 3 cm 波可搬型レーダの三次元走査 | 24 |
| 1.7.2 5 cm 波固定レーダの三次元走査 | 25 |
| 第2章 ドップラーレーダの観測方法 | 35 |
| 2.1 はじめに | 35 |
| 2.2 単ードップラーレーダによる上層風の測定 | 36 |
| 2.2.1 VAD 測定風方式 | 36 |
| 2.2.2 ドップラー平均速度 PPI 図と VAD 分布を得るための前処理 | 37 |
| 2.2.3 VAD 分布の実際 | 42 |
| 2.2.4 ドップラー測定精度の評価法 | 42 |
| 2.2.5 相関係数による評価 | 50 |
| 2.2.6 データの脱落の補正によるレーダ測風精度の改善 | 52 |
| 2.2.7 一様風測定の評価規準 | 55 |
| 2.2.8 あとがき | 58 |
| 2.3 2台のドップラーレーダを用いた観測と解析 | 59 |
| 2.3.1 観測原理 | 59 |
| 2.3.2 レーダの配置の理論と実際 | 61 |

| | | |
|---------------------|-------------------|-----|
| 2.3.3 | 観測とデータの編集 | 62 |
| 2.3.4 | 折り返し補正 | 63 |
| 2.3.5 | 座標変換 | 64 |
| 2.3.6 | 風の算出 | 65 |
| 2.3.7 | 系の移動補正 | 66 |
| 2.3.8 | 結果の表示 | 67 |
| 2.3.9 | まとめ | 67 |
| 第3章 台風降雨帯の構造の解析 | | 77 |
| 3.1 | はじめに | 77 |
| 3.2 | 台風8124号の降雨帯の解析 | 78 |
| 3.2.1 | 周囲の状況 | 78 |
| 3.2.2 | 降雨帯周辺の風と気温場 | 81 |
| 3.2.3 | 降雨帯の中小規模の特徴 | 81 |
| 3.2.4 | 考察 | 91 |
| 3.2.5 | 結論 | 92 |
| 3.3 | 台風8305号の降雨帯の構造の解析 | 94 |
| 3.3.1 | 台風8305号の概観 | 94 |
| 3.3.2 | 観測結果 | 97 |
| 3.3.3 | 考察 | 105 |
| 3.3.4 | まとめ | 105 |
| 3.4 | 台風8514号の降雨帯の解析 | 107 |
| 3.4.1 | 台風の一般的特徴 | 107 |
| 3.4.2 | レーダ反射強度分布の特徴 | 108 |
| 3.4.3 | 降雨帯の性質 | 111 |
| 3.4.4 | 降雨帯の時間変化 | 111 |
| 3.4.5 | 水平風分布の特徴 | 111 |
| 3.4.6 | 水平発散分布の特徴 | 114 |
| 3.4.7 | 降雨帯の鉛直構造 | 115 |
| 3.4.8 | 考察 | 118 |
| 3.4.9 | まとめ | 119 |
| 第4章 低気圧に伴う降雨域の構造の解析 | | 121 |

| | | |
|-------|---------------------------|-----|
| 4.1 | はじめに | 121 |
| 4.2 | 関東地方南部で観測された温暖前線に伴う強雨域の構造 | 121 |
| 4.2.1 | 周囲の状況 | 121 |
| 4.2.2 | 降雨の状況 | 122 |
| 4.2.3 | 降雨セルのレーダエコーの時間変化 | 123 |
| 4.2.4 | 弧状エコー付近の気流 | 124 |
| 4.2.5 | エコーの鉛直構造 | 128 |
| 4.2.6 | 考 察 | 130 |
| 4.2.7 | ま と め | 132 |
| 4.3 | 冬期北陸地方西部で観測された寒冷前線降雨帯の構造 | 133 |
| 4.3.1 | 総観場とエコーの状況 | 133 |
| 4.3.2 | 寒冷前線降雨帯内の反射強度とドップラー速度分布 | 137 |
| 4.3.3 | 寒冷前線降雨帯通過時の気象要素の変化 | 140 |
| 4.3.4 | 考 察 | 141 |
| 4.3.5 | ま と め | 142 |
| 第5章 | 雷雲の構造の解析 | 145 |
| 5.1 | はじめに | 145 |
| 5.2 | 結果と考察 | 146 |
| 5.2.1 | 線状多細胞型雷雲(1983年7月27日) | 146 |
| 5.2.2 | 非定常な多細胞型雷雲(1984年8月3日) | 158 |
| 5.3 | ま と め | 163 |
| 第6章 | 雪雲の構造の解析 | 167 |
| 6.1 | はじめに | 167 |
| 6.2 | 平野部に降雪をもたらした帯状降雪雲の構造 | 167 |
| 6.2.1 | 天気概要 | 167 |
| 6.2.2 | PPI像からみた風の場合・エコー強度の特徴 | 170 |
| 6.2.3 | REI像からみた風の場合・エコー強度の特徴 | 179 |
| 6.2.4 | ま と め | 181 |
| 6.3 | 山間部に大雪をもたらした線状降雪雲の構造 | 183 |
| 6.3.1 | 周囲の状況とレーダエコーの概要 | 183 |
| 6.3.2 | 線状降雪雲内の反射強度とドップラー速度分布 | 186 |
| 6.3.3 | 線状降雪雲内の垂直速度分布 | 189 |

| | | |
|-------|---------------------------|-----|
| 6.3.4 | 考 察 | 190 |
| 6.3.5 | ま と め | 192 |
| 6.4 | 山ぞい・山間部に大雪をもたらした帯状降雪雲の構造 | 193 |
| 6.4.1 | 周囲の状況 | 193 |
| 6.4.2 | 帯状降雪雲の垂直構造 | 199 |
| 6.4.3 | 考 察 | 203 |
| 6.4.4 | ま と め | 204 |
| 第7章 | ドップラーレーダとチャフによる気流の観測 | 207 |
| 7.1 | はじめに | 207 |
| 7.2 | チャフ | 208 |
| 7.3 | レーダの設定 | 209 |
| 7.4 | チャフの散布と観測 | 210 |
| 7.5 | あとがき | 212 |
| 第8章 | エンゼルエコーの観測 | 213 |
| 8.1 | はじめに | 213 |
| 8.2 | 電波屈折率が急変している層からの反射 | 213 |
| 8.2.1 | エンゼルエコーのレーダ観測 | 213 |
| 8.2.2 | エンゼルエコーの反射機構 | 215 |
| 8.3 | 昆虫・鳥等による反射 | 217 |
| 8.4 | ま と め | 218 |
| 第9章 | 波浪の観測 | 221 |
| 9.1 | はじめに | 221 |
| 9.2 | 銚子における観測の概要 | 221 |
| 9.3 | 観測結果 | 222 |
| 9.3.1 | ドップラースペクトル | 222 |
| 9.3.2 | 受信強度・ドップラー速度と海上風速・波高との関連 | 224 |
| 9.3.3 | 風速が大きい時のドップラー速度と受信強度の連続記録 | 225 |
| 9.4 | ま と め | 225 |
| 第10章 | 結び—将来の展望・課題 | 231 |
| 付 | 英文図説 | 235 |

概 要

気象研究所は筑波研究学園都市への移転後の1980年、81年にそれぞれ5 cm波、3 cm波のドップラーレーダを整備した。これらレーダはそれぞれ気象衛星研究部と台風研究部が改良・維持・管理に当たっている。ドップラーレーダによる散乱体の運動の測定機能は、多くの研究部の研究課題解決の有力な手段となった。たとえば台風、低気圧、雷雨、豪雪の観測では雨滴、雪粒子を、晴天時の大気の観測ではチャフ（人工散乱体）や屈折率の乱れを、海上では波浪をそれぞれ散乱体として測定し、多くの事実が明らかにされた。ドップラーレーダを利用した研究に参加した研究部は上記二研究部以外に予報、物理気象、応用気象、海洋の各研究部である。

ドップラーレーダの整備以来約5年経過し、上記のように各方面で行なわれた研究観測もその多くは成果がまとまってきた。また集中豪雨雪および強風の短時間予測に関連して、ドップラーレーダに対する期待が気象庁内はもちろん社会的にも高まっている。本技術報告は、このような状況下で関係各位に気象研究所におけるドップラーレーダに関する開発、研究の現況を報告し、ドップラーレーダの機能と我々の研究活動に対する理解を更に深めて頂くためのものである。

この報告書は全体で10章から成っている。第1章ではまずドップラー信号処理方式について述べる。特に両レーダで採用しているパルスペア技術について詳述する。次に両レーダの主要機能と性能について述べる。また両ドップラーレーダの整備後に開発付加された三次元走査機能についても述べる。

第2章ではドップラーレーダによる観測法について述べる。まず1台のドップラーレーダによるVAD方式を用いた上層風の測定について述べ、つぎに2台のドップラーレーダの同時操作による風の三次元分布の観測法およびデータ処理について述べる。

第3章から第9章までは各種現象の観測の結果について報告する。第3章では台風の降雨帯の構造について述べる。対象とした台風は8124号、8305号、8514号である。これらはいずれも筑波周辺で観測されたものである。台風8124号については、まだ2台のレーダによる協同観測の機能のなかった時期であり、1台のドップラーレーダによる観測法によっている。台風中心側から外側にゆるやかに傾く中規模上昇流の下で大雨となった。台風8305号、8514号では2台のドップラーレーダによる観測がなされ、降雨帯内で台風中心側から外側へ傾く上昇流という特徴的な風の三次元分布が得られている。

第4章では低気圧に伴う降雨帯の構造について述べる。これらはいずれも1台のドップラーレーダによる観測である。東海道沖の小低気圧に伴う温暖前線付近の強雨域は筑波の5 cm波ドップラーレーダで観測したものである。南方から下層強風が温暖前線帯に侵入した前方で強雨となっていた。寒冷前線は関東平野では地形の影響により非常に不明瞭なことが多い。ここでは北陸におけ

る豪雪観測時の典型的な寒冷前線の構造について述べる。海上における典型的な構造が山岳の影響により崩れる過程が示される。

第5章では雷雲の構造について述べる。関東地方で発生した2例の多細胞型雷雲を2台のドップラーレーダで観測した。一例は上層風が強く鉛直シヤーの大きい状況下で発生した。大規模な線状の雷雲がシヤーに沿った方向に形成された。しかし内部の流れは三次元的であった。他の例は鉛直シヤーの小さい状況下で発生しており、コアの発生消滅により伝播していた。

第6章では雪雲の構造について述べる。ここでは冬季日本海側における寒気吹き出し時の対流性雪雲の構造について述べる。観測は1984年、1985年1月に金沢市郊外に設置した3cm波ドップラーレーダにより行ったものである。解析は特徴的な降雪雲3例について行った。第一は海岸線に平行に海上にできる収束域で発生し、海岸付近に雪を降らせる雲、第二は海上ですでにスコールライン状に組織化されており、内陸に進入して雪を降らせる雲、そして最後は中規模の水平流により組織化され、内陸部で雪を降らせる幅の広い帯状雲である。

第7章では散乱体として降水粒子がない時のチャフによる気流の観測について述べる。特にチャフに関する事、および降水雲の観測と異なる特徴について詳述する。

第8章では電波屈折率の乱れを散乱体とするエンゼルエコーの観測について述べる。海風前線通過時のエンゼルエコーによる風観測データが鉄塔の風観測データとよく一致すること、およびエンゼルエコーの反射機構について述べる。また昆虫、鳥等を散乱体とするエコーの観測例を示す。

第9章では波浪の観測について述べる。銚子におけるドップラーレーダ観測の結果を波崎の海上風データ、鹿島の波高データと比較した。その結果、散乱体の速さは数 ms^{-1} であった。また反射強度、速さともうねりの波高よりも海上風とよい相関を示した。降水がある場合でも波浪の反射は降水の反射とドップラースペクトル上の速度差から区別できることがわかった。

第10章では結びとして将来の展望と課題について述べる。装置を含む観測方法の改善および気象と海象の解析について、それぞれいくつかの課題が例示される。

Abstract

On removing to Tsukuba Science City, the Meteorological Research Institute installed 5 cm wavelength and 3 cm wavelength Doppler radars in 1980 and 1981, respectively. These radars are in the charge of the Meteorological Satellite Research Division and the Typhoon Research Division for their maintenance and improvement. The capability of the Doppler radars in measuring the motion of scatterers has provided an effective means to solve many problems in six out of the nine research divisions of the M.R.I. For example, observations of typhoons, extratropical cyclones, thunderstorms and heavy snowfalls use raindrops and snow particles as scatterers. In the observation of clear air, "chaff" and refractive index irregularities are used as scatterers. Water waves are scatterers in the sea surface observation. Many facts have been revealed by these observations. The research divisions participating in the Doppler radar observation are the Forecast Research Division, Physical Meteorology Research Division, Applied Meteorology Research Division and Oceanography Research Division as well as the above-mentioned two.

Doppler radar observations have been carried out for about five years at our institute. Some of their results have been published and others are now in preparation. Doppler radar has been considered as one of the very important tools in the very-short-range forecast of heavy rainfall, snowfall and strong wind not only in the Meteorological Agency but also outside. This paper reports on the present situation of the development of Doppler radar and the research activities in its use. It is desired that this report is helpful in showing clearly the capability of Doppler radar and our research activities.

This volume consists of ten chapters which are summarized as follows.

Chapter 1 Processing of Doppler signals and radar equipment

The method of processing Doppler signals is described. In particular, the pulse pair processors which are incorporated in the two Doppler radars used at our institute are described in detail. Then the main functions and characteristics of the radars are stated. And the function of the three-dimensional sector scan which is developed and added after the installation of the radars is described in detail.

Chapter 2 Observation mode of Doppler radars

The upper wind measurement by a single-Doppler mode, that is, the V.A.D. method is described, and its accuracy is discussed. Then the methods of observation and data processing for the dual-Doppler mode are described to obtain three-dimensional wind fields.

Chapter 3 Structure of typhoon rainbands

The analysed typhoon rainbands were associated with Typhoon 8124, Typhoon 8305, and Typhoon 8514. These were observed around Tsukuba. The rainband associated with Typhoon 8124 was observed by a single-Doppler mode, since the dual-Doppler observation system had not been established yet in 1981. This rainband included a mesoscale slant updraft with a gentle slope from the low levels on the typhoon center side to the higher levels on the outer side. A heavy rainfall occurred below this updraft. The two rainbands in Typhoons 8305 and 8514 were observed by the dual-Doppler mode. The most prominent feature in these rainbands is the relatively steep slant updrafts from the typhoon center side to the typhoon outer side.

Chapter 4 Structure of rain areas associated with extratropical cyclones

Rain areas in this case were observed by single-Doppler mode. A warm-frontal heavy rain area associated with a small low pressure was observed by the 5 cm wavelength Doppler radar at Tsukuba. A heavy rain occurred in front of the area where the low-level strong southerly wind intruded into the warm-frontal zone. Cold-frontal rainbands on the Kanto Plain observed by the same radar usually show indistinct structure because of the effects of the mountainous region to the west of the Plain. Therefore, we observed a rainband around western Hokuriku by the 3 cm wavelength Doppler radar during an observation period of heavy snowfalls. Thus a typical cold-frontal rainband in winter was observed, which showed its decay process due to the mountains.

Chapter 5 Structure of multicell thunderstorms

Two cases of multicell thunderstorm over the Kanto Plain were observed by the dual-Doppler mode. One case was associated with a strong vertical wind shear. Lines of thunderstorms were formed along the wind shear. The internal airflow was three-dimensional in spite of the two-dimensional external appearance. The other case occurred in a weak shear condition. In this case the thunderstorm propagated in sequences of formations and dissipations of cores.

Chapter 6 Structure of convective snow clouds

The structure of convective snow clouds which appeared over the Sea of Japan in the cold air outbreak in winter is described. These clouds were observed by the 3 cm wavelength Doppler radar located at Kanazawa in western Hokuriku. Three cases of characteristic snow clouds were analysed. In the first case snow clouds were formed above the convergence zone over the sea affected by the land breeze, causing snowfalls near the coast. In the second case, snow clouds had already been organized like squall lines over the sea and they caused snowfall mainly in the inland area. In the last case, snow clouds were organized in a very wide cloud band by mesoscale horizontal flows. They also caused snowfall mainly in the inland area.

Chapter 7 Airflow observation by dispersing "chaff"

Airflow observation by dispersing "chaff" as scatterers is described in non-precipitation conditions. In particular the characteristics of the chaff and the features different from those observed by using precipitation particles as scatterers are described in detail.

Chapter 8 Observation of "angel" echoes

The "angel" echoes observed were probably associated with the irregularities of refractive index. Winds estimated by the angel echoes during the passage of a sea-breeze front agree well with the winds measured by the anemometer at the top of the tower of the M.R.I. (213 m above the ground). The mechanism of the backscattering by the irregularities of refractive index is described. In addition, examples of the observation of non-precipitation echoes which were due to insects and birds are shown.

Chapter 9 Observation of sea waves

The sea surface echoes observed by the 3 cm wavelength Doppler radar at Choshi were compared with the sea surface wind measured at Hazaki and the wave height data at Kashima. The radial component of the motion of scatterers was of the order of several meters per second. The reflectivities and Doppler velocities in sea surface echoes indicate better correlation with the sea surface wind than with the height of swells. It was found that the backscattering by waves can be distinguished from that by precipitation particles because of the difference in the Doppler spectra.

Chapter 10 Closing remarks —Tasks for the future —

The tasks for the future are shown in two fields, that is, (1) improvement of observation equipment and data processing method and (2) further Doppler radar study of meteorological and sea surface phenomena.

第1章 ドップラー信号処理とレーダ装置*

1.1 はじめに

降水粒子のような気象目標物は、その粒子の大きさ、形状及び向きにより決る速度で落下する一方、大気流に従って流される。このためドップラー気象レーダは、このような降水目標物の動きを媒介として、降水物理学や豪雨の研究に非常に有益な観測手段として期待されている。1957年、アメリカで Brantley 等によって研究が開始されてから、すでに30年近くにわたってドップラレーダの利用法及びそれを用いた降水域構造に関する研究が各国で行われている。

そのドップラー信号処理は、(1)降水粒子の大きさ等によって決る落下速度分布や大気流の乱れにより広がりをもったドップラースペクトラムへの対応、(2)パルス方式にもとづく速度折返し補正の問題、及び、(3)検出できるレーダ反射体の速度が、ビーム方向成分のみに限定される等の問題があり、単なる強度信号処理とくらべて基本的に解決すべき多くの問題を当初から抱えて来た。しかし、(1)に関連した平均値及び標準偏差を求めることと、(2)については後述するパルスペア技術によって解決され、現在は(3)にもとづく制限を克服して、真の大気流構造を得るためのデータ処理方式の開発が研究の中心となって来ている。

気象研究所は、1980年5月に5.7cm波ドップラー気象レーダを、そして1981年5月には可搬型3.1cm波ドップラー気象レーダの運用を開始して現在に及んでいる。このため本章では、まずそれ等レーダを用いているパルスペア技術を中心としたドップラー信号処理機能を述べたあと、2つのレーダの主要性能及び機能について言及する。また、当所レーダの特色として豪雨域内の複雑な大気流構造を調べたり、チャフを散布して山岳周辺の大気流構造を調べるため、2台のドップラーレーダを用いた測風観測も行っており、最後の節では、このためのアンテナ走査を特にとりあげて述べた。

1.2 ドップラー信号と処理

レーダ送信々号振幅を A_0 、同周波数を f_0 、初期位相を ϕ_0 とするとき、レーダ送信々号 $f(t)$ の波形は次のように表わすことができる。

$$f(t) = A_0 \sin(2\pi f_0 t + \phi_0) \dots\dots\dots (1.1)$$

今、レーダ距離 r_1 にある目標物が一定速度 v でレーダに向って動いているとき、時間 t 後における

* 青柳二郎：気象衛星研究部

レーダ距離 r は $r = r_1 - vt$ 故、このときの目標物からの受信々号 $f_r(t)$ は送信々号に対して次のように表わすことができる。

$$f_r(t) = A_r \sin\left(2\pi f_0 t - \frac{4\pi}{\lambda}(r_1 - vt) + \varphi_0 + \varphi_r\right) \dots\dots\dots (1.2)$$

ここで、 A_r は目標物によって決る振幅、 φ_r は目標物の電氣的性質によって決る位相偏移で一定値をとる。 λ はレーダ波長である。

さて、上式右辺の第2項は、レーダ・目標物間を往復する間に生ずるレーダ波の伝搬位相差 ϕ を表わしており、負号は送信波に対するおくれを示すものである。今 $\phi = -\frac{4\pi}{\lambda}(r_1 - vt)$ から時間に関する一次微分を求めると、受信角周波数 $\frac{d\phi}{dt}$ または ω_a は次のようにかける。

$$\frac{d\phi}{dt} = \omega_a = 2\pi f_a = \frac{4\pi v}{\lambda}$$

したがって

$$v = \frac{f_a \lambda}{2} \dots\dots\dots (1.3)$$

を得る。ドップラーレーダは目標物の速度のレーダビームに沿った成分を測定しており、 v をドップラー速度と呼び、この時の f_a をドップラー周波数と云う。

さらに式 (1.3) の関係を式 (1.2) に代入すると

$$f_r(t) = A_r \sin(2\pi(f_0 + f_a)t + \phi_r + \varphi_0 + \varphi_r) \dots\dots\dots (1.4)$$

ここで、 $\phi_r = -\frac{4\pi r_1}{\lambda}$ 。また ϕ_r 、 φ_0 及び φ_r は時間に関して一定値なので、一般に省略して差しつかえないし、もし必要ならば $\theta = \phi_r + \varphi_0 + \varphi_r$ とおいても良い。

式(1.4)で $f_r(t)$ はマイクロ波周波数を表わしている。各種の信号処理を行うには、それに先立って中間周波数 f_i (通常 30 MHz) に変換しておくので中間周波信号として次のように書き直すことができる。

$$g(t) = A_r \sin[2\pi(f_i + f_a)t + \theta] \dots\dots\dots (1.5)$$

このようなレーダ受信々号からドップラー周波数成分 f_a をとり出すのに、位相検波器を用いるが、周波数成分として、レーダに近づく成分と遠ざかる成分とを考える必要がある。このため直交位相検波器と呼ばれる方式によってこの両成分の識別を行っている (Theiss *et al*, 1963)。その原理を図 1.1 に示す。入力信号としてドップラー周波数が正とすれば検波器入力信号の周波数は $(f_i + f_a)$ によってあたえ、負のドップラー周波数に対しては同じく $(f_i - f_a)$ によってあたえる。ここで f_i は前述した中間周波数である。I チャネルではこの入力信号に局部発振器からの信号が直接加えられる。一方、Q チャネルでは局部発振器からの信号の位相成分は 90° だけ偏移して位相検波器に加

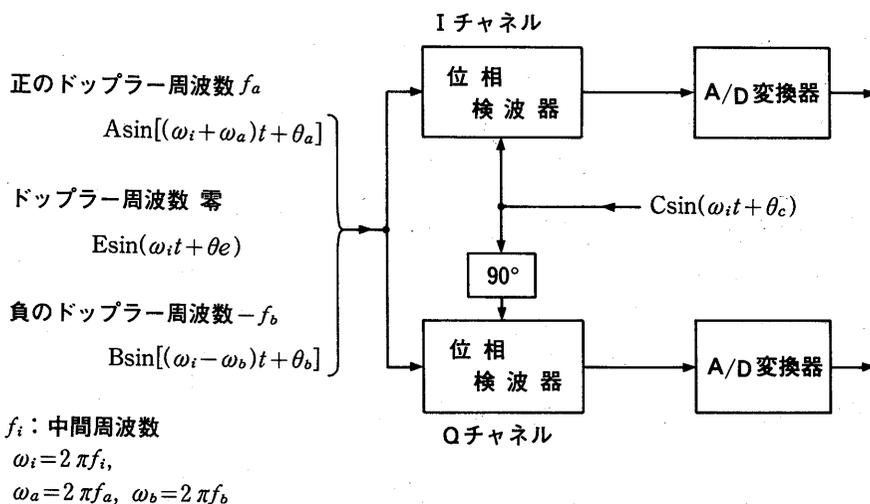


図 1.1 直交位相検波回路構成図

えられる。

位相検波器は平衡変調器と同一の構成をしているので、その出力端には入力信号と局部発振器からの信号の積に相当する成分が現われる。したがって、正のドップラー周波数成分に対する I チャンネルの出力は次のように表わすことができる。

$$I_+(t) = \frac{AC}{2} \cos(\omega_a t + \theta_a - \theta_c) - \frac{AC}{2} \cos(2\omega_i t + \omega_a t + \theta_a + \theta_c)$$

また、負のドップラー周波数成分に対しては次の関係を得る。

$$I_-(t) = \frac{BC}{2} \cos(\omega_b t + \theta_b - \theta_c) - \frac{BC}{2} \cos(2\omega_i t - \omega_b t - \theta_b + \theta_c)$$

これら 2 式の右辺の第 2 項は何れも中間周波数 (30 MHz) の 2 倍の成分が含まれているが、 $f_a, f_b \ll 2f_i$ 故、帯域濾波器によりこの項を除去すれば I チャンネル出力は結果的に次式で表わすことができる。

$$I(t) = I_+(t) + I_-(t) = A \cos(\omega_a t + \theta_a) + B \cos(\omega_b t + \theta_b) \dots\dots\dots (1.6)$$

ここで、 $\frac{AC}{2} \rightarrow A$, $\frac{BC}{2} \rightarrow B$, $(\theta_a - \theta_c) \rightarrow \theta_a$, $(\theta_b - \theta_c) \rightarrow \theta_b$ とおきかえている。同様に Q とチャンネルに対して次の関係を得る。

$$Q(t) = Q_+(t) + Q_-(t) = A \sin(\omega_a t + \theta_a) - B \sin(\omega_b t + \theta_b) \dots\dots\dots (1.7)$$

したがって、この 2 式から I チャンネルの信号に対して Q チャンネルでは 90° だけおくれた、すなわち

直交位相成分をもった信号であることがわかる。この2組の信号成分を用いて正負の周波数を識別可能な信号処理が後章で述べるように可能となる。もし、 I チャンネルあるいは Q チャンネルの信号出力のみきり得られない場合には、正負間の周波数の違いは π ラジアン位の位相変化におきかえられるので単一チャンネルでは正負周波数の識別はできなくなる。

1.3 パルスペア技術による信号処理 (平均値及び標準偏差)

気象目標物からのドップラースペクトラムはレーダ反射に寄与する降水粒子の大小に依存する落下速度のちがいが、大気流のみだれ、あるいはウインドシヤーにより広がっている。このためスペクトル解析としては、個々の周波数成分から雨滴粒度分布や、ビーム内のじょう乱特性を調べる方法と、統計値としてその平均値あるいは標準偏差値から大気流の特性を調べる方法とがある(青柳, 1967)。

この統計値を求めるのに現在用いられている方式はパルスペア (Pulse Pair) 技術 (Rummler, 1968) と呼ばれるものであって、この方式はFFT (高速フーリエ変換) (城戸, 1969) のように周波数領域で信号処理を行う必要がなく、信号時系列から直接時間領域で処理できるのでFFTにくらべて計算時間が非常に早いのに加えて、幾つかの利点がある。

1.3.1 スペクトル解析

$S(f)$ をドップラースペクトラムの密度関数とすると、周波数 f に関する k 次のモーメント μ_k は次式で定義される。

$$\mu_k = \overline{f^k} = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} f^k S(f) df}{\int_{-\infty}^{\infty} S(f) df} \dots\dots\dots (1.8)$$

ここで $k=1$ における \overline{f} は平均値である。分散を σ^2 で表わすと次の関係を得る。

$$\sigma^2 = \mu_2 - \mu_1^2 = \overline{f^2} - \overline{f}^2 \dots\dots\dots (1.9)$$

今 \overline{f} を自己相関々数 $R(T)$ で表わすことを考える。ドップラレーダでは正負の速度成分を識別するため直交位相信号を用いているので、 $I(t)=x(t)$, $Q(t)=y(t)$ とおいて複素信号 $Z(t)=x(t)+jy(t)$ と表わすと $R(T)$ は次のように書ける。

$$R(T) = \overline{Z(t+T) \cdot Z(t)^\dagger} \dots\dots\dots (1.10)$$

ここで \dagger は共役複素数である。したがって、

$$R(T) = A(T) e^{j\theta(T)} \dots\dots\dots (1.11)$$

の形で表わすと、 $R(T)=R(-T)^\dagger$ の関係から $A(T)=A(-T)$, $\theta(T)=-\theta(-T)$ が得られ、

$A(T)$: 実偶関数, $\theta(T)$: 実奇関数になることがわかる。

次に $S(f)$ と $R(T)$ との間には Winer-Khintchine の定理 (Middleton, 1960) により次の関係がある。

$$S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} R(T) \exp(-j2\pi fT) dT \quad \dots\dots\dots (1.12)$$

$$R(T) = \int_{-\infty}^{\infty} S(f) \exp(j2\pi fT) df \quad \dots\dots\dots (1.13)$$

今式 (1.13) を T について微分すると,

$$\frac{dR(T)}{dT} = \dot{R}(T) = j2\pi \int_{-\infty}^{\infty} fS(f) \exp(j2\pi fT) df \quad \dots\dots\dots (1.14)$$

したがって式 (1.8), (1.13) 及び (1.14) から

$$\frac{\dot{R}(0)}{R(0)} = j2\pi \bar{f} \quad \dots\dots\dots (1.15)$$

一方, $A(T)$ は偶関数なので $\dot{A}(0) = 0$ なることを考慮すると, 式 (1.11) の微分から式 (1.15) は次のようになる。

$$\bar{f} = \frac{\dot{\theta}(0)}{2\pi} \quad \dots\dots\dots (1.16)$$

今小さな T に対して

$$\dot{\theta}(0) \approx \frac{\theta(T) - \theta(0)}{T}$$

が成立すれば, $\theta(T)$ は奇関数故 $\theta(0) = 0$ なので,

$$\bar{f} = \frac{\theta(T)}{2\pi T} \quad \dots\dots\dots (1.17)$$

したがって式 (1.11) を考慮して

$$\bar{f} = \frac{1}{2\pi T} \arctan \left(\frac{I_m R(T)}{R_e R(T)} \right) \quad \dots\dots\dots (1.18)$$

ここで, R_e, I_m はそれぞれ実数部及び虚数部を示し, 各部は下の式で求めることができる。

$$R_e R(T) = \sum (x_i x_{i+1} + y_i y_{i+1}),$$

$$I_m R(T) = \sum (x_i y_{i+1} - x_{i+1} y_i)$$

したがって (1.18) より \bar{f} , つまりドップラー周波数の平均値が求まった。この式 (1.18) の \bar{f} を式 (1.3) の f_d に代入すればドップラー平均速度 v を得ることができる。このように時系列 i と $i+1$

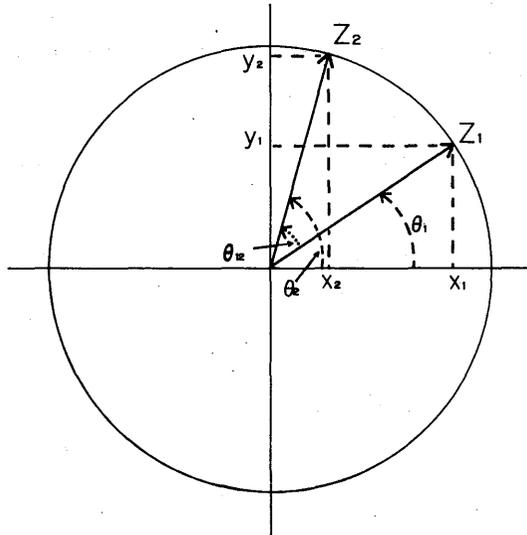


図 1.2 ドップラー信号のベクトル表示

の隣接した信号間の処理によってドップラー速度を求めている処からパルスペアの名称がついている。

さらに直観的にこの方式を理解するのに図 1.2 を用いて次のように考えると便利である。時刻 t_1 におけるレーダ信号 $Z_1 = x_1 + jy_1$ が円周上を角周波数 ω_d で反時計方向にうごいて、次の時刻 $t_2 (= t_1 + T, T: \text{パルス周期})$ におけるレーダ信号を $Z_2 = x_2 + jy_2$ とする。この間の信号位相変化による中心角 θ_{12} からドップラー周波数 f_d は次式によってあたえられ、式 (1.18) に対応した結果を得ることができる。

$$f_d = \frac{\omega_d}{2\pi} = \frac{\theta_2 - \theta_1}{2\pi T} = \frac{\theta_{12}}{2\pi T} = \frac{1}{2\pi T} \arctan \left(\frac{x_1 y_2 - x_2 y_1}{x_1 x_2 + y_1 y_2} \right) \dots\dots\dots (1.19)$$

次に、スペクトラムの分散については、式 (1.9) の関係からまず $\overline{f^2}$ を求めるのに式 (1.13) で自己相関々数の 2 次微分を求める。

$$\frac{d^2 R(T)}{dT^2} = \ddot{R}(T) = \int_{-\infty}^{\infty} -(2\pi f)^2 S(f) \exp(j2\pi f T) df \dots\dots\dots (1.20)$$

したがって式 (1.13) 及び (1.20) から次の関係を得る。

$$\frac{\ddot{R}(0)}{R(0)} = -(2\pi)^2 \overline{f^2} \dots\dots\dots (1.21)$$

式 (1.9), (1.15) 及び (1.21) から

$$\sigma^2 = -\frac{1}{4\pi^2} \left[\frac{\ddot{R}(0)}{R(0)} - \left(\frac{\dot{R}(0)}{R(0)} \right)^2 \right] = -\frac{\ddot{A}(0)}{4\pi^2 A(0)} \dots\dots\dots (1.22)$$

今、 $A(T)$ を $T=0$ のまわりでマクローリンの展開をすると次の関係を得ることができる。

$$A(T) = A(0) + T \frac{dA(0)}{dT} + \frac{T^2}{2} \frac{d^2A(0)}{dT^2} + \frac{T^3}{6} \frac{d^3A(0)}{dT^3} + \dots$$

$A(T)$ は前にも述べたように偶関数故 $\dot{A}(0)=0$ 、よって

$$\frac{\ddot{A}(0)}{A(0)} \approx \frac{2}{T^2} \left[\frac{A(T)}{A(0)} - 1 \right]$$

この関係を式 (1.22) に代入して次の関係を得る。

$$\sigma^2 = -\frac{1}{4\pi^2} \frac{\ddot{A}(0)}{A(0)} = \frac{1}{2\pi^2 T^2} \left[1 - \frac{A(T)}{A(0)} \right]$$

または

$$\sigma = \frac{1}{\sqrt{2} \pi T} \sqrt{1 - \frac{|R(T)|}{R(0)}}$$

(1.23)

もし、速度領域で表わす場合には式 (1.3) を用いて

$$\sigma_v = \frac{\sigma \lambda}{2} = \frac{\lambda}{2\sqrt{2} \pi T} \sqrt{1 - \frac{|R(T)|}{R(0)}}$$

以上の計算手順によって明らかなように、式 (1.18) 及び (1.23) からそれぞれドップラースペクトラムの平均周波数及び標準偏差が時間領域としての自己相関々数で表わすことができる。

1.3.2 パルスペア信号処理の特徴

(1) 平均値、標準偏差の実時間信号処理が可能

1.5 で述べる気象研究所ドップラーレーダの場合を例にとると、距離方向のセル数 $N_r=256$ 、方位方向は $N_a=256$ 、総計 65,536 個の \bar{f} 、 σ データをアンテナ水平一回転 60 秒の間に収集できるようになっている。この場合 12.5 cm/s の計測分解能を得るため、パルス繰返し周波数 $f_p=1,120$ pps に対して、 $N_p=256$ (1/4,375 秒) のパルスを用いている。これに対して FFT ではスペクトラムを求めるのに計算回数は $2 N_p \cdot \log_2 N_p$ 故、演算速度を 50 μ sec とすると、前記全セルに対して、約 4 時間かかることになる。また、 $N_r=128$ 、 $N_a=128$ 、 $N_p=32$ (分解能 1 m/s) にとるとその所要時間は約 5 分であって、これらの比較からパルスペア方式の処理速度のすぐれていることが良くわかる。

(2) 不規則雑音は平均値の測定に理論上関与しない

レーダ反射波信号に重畳しているレーダ雑音は白色雑音なので、理論上 $R(T)=0$ とおくことができ信号平均値のバイアスとはならない。しかし、実際には有限処理時間長のため、完全無相関として扱えないので、ハードウェア構成で信号対雑音比 SNR のしきい値を設定して、無入力信号時おける雑音による出力を生じないようにしておりそのしきい値は 10 dB にとっている。

(3) 標準偏差に対する雑音の影響

標準偏差の測定には直接 SNR が影響を及ぼし、レーダ雑音のみの場合式 (1.23) で $R(T)=0$ と

おくと $\sigma = \frac{1}{\sqrt{2\pi T}}$ に達する。実用上 SNR の下限は 15 dB である (Groginsky, 1972)。

(4) 最大ドップラー測定速度を超えた風速の再現性

パルス方式レーダでは測定最大周波数は繰返し周波数 f_p の 1/2 であたえられる。このため、直交位相検波方式により正負の周波数成分を識別できる場合、図 1.3 に示すようにドップラー周波数に対して、 $\pm f_p/2$, $\pm 3f_p/2$, $\pm 5f_p/2 \dots$ において $\pm f_p$ の不連続を生ずる。

図 1.4 は FFT によって求めた降水エコーのドップラスペクトラムである。図 1.4 左は中心が 6 m/s で幅は約 ± 4 m/s にわたると読みとることができる。このスペクトラムは周波数領域で \bar{f} (または平均速度) を求めるので、雑音を除去するため +10 dB 以上の SNR の信号に対して $\bar{f} = \sum S_i f_i / \sum f_i$ から得ることができる。これに対して、図 1.4 右では降水エコーのスペクトラムが最大範囲を越えているため、+15 m/s に中心をもつスペクトラムの +16 m/s を越える領域が同図の左側

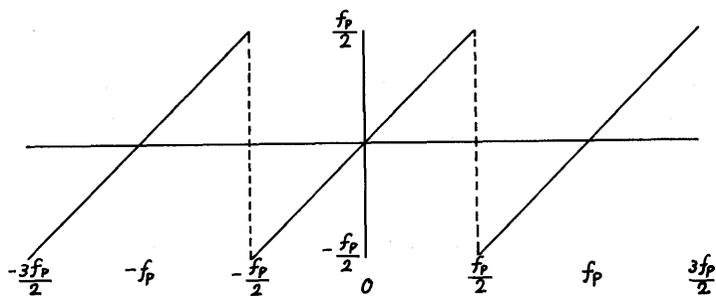


図 1.3 パルス方式ドップラーレーダにおいて、最大測定周波数範囲が制限されたドップラー周波数入出力関係

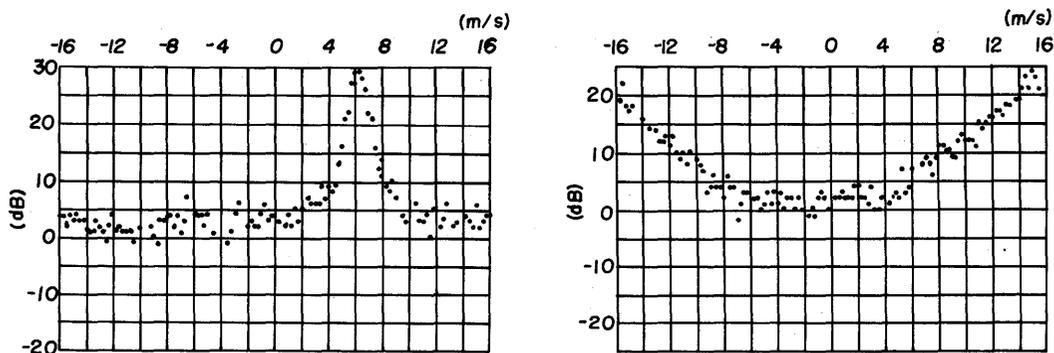


図 1.4 降水エコーのドップラスペクトラム。(左)折返し効果を受けていない場合、(右) +16 m/s を越えた速度成分が負の速度領域に折返し効果を伴っている場合

の -16 ~ -6 m/s に折返して現われている。したがって、周波数領域で前の手順に従って \bar{f} を求めようとすると、見かけ上約 ± 1 m/s の平均速度となりアルゴリズム作製上注意する必要がある。

しかし、パルスペア方式では自己相関々数の形で処理されており、図 1.2 から容易に理解出来るように、時系列信号による隣接パルス間の位相偏位は $+\pi$ から $-\pi$ 、あるいは $-\pi$ から $+\pi$ への転移が連続的に行われるので、スペクトラムの折返しによる平均値の見積りに、FFT の場合のようなあいまいさは生じない。勿論パルス方式に固有の平均速度の折返し現象は存在し、測定最大速度 $V_{\max} = \pm 16 \text{ m/s}$ の場合 $\pm 32 \text{ m/s}$ あるいはその整数倍のあいまいさを生ずるが、このような不連続は物理的事実として起り得ないことなので、計算機ソフトウェアにより容易に補正することができる。

1.4 周波数成分の計算

ドップラースペクトラムには降水の粒度分布や、じょう乱についての情報が含まれているので、スペクトラム成分を求めることもまた重要な信号処理の1つである。古くから用いられた方法は機械的帯域濾波器を一定の周波数間隔で並べて、各周波数成分を求めるものであって、Battan 等 (1966) は 1 m/s ごとのドップラー速度成分を高度別にファクシミリで図形表示する方法を発表したが、Lhermitte (1960) 及び Aoyagi (1968) は濾波器出力を写真記録にとる方法を発表している。

一方、気象研究所レーダでは I チャネル及び Q チャネルの位相信号を直接磁気テープにデジタル記録しておき、あとから計算機を用いて FFT によってスペクトラムの周波数成分を求めている。この場合ドップラー信号は I 及び Q チャネルとして、それぞれ式 (1.6) 及び (1.7) によって表わされる。したがって、FFT あるいは FT (フーリエ変換) によって読み出された I 及び Q チャネルの \cos 及び \sin 項の振幅は、同一周波数成分では $f_b = f_a$ とおけるので次のように書ける。

$$\left. \begin{aligned} I_{\cos} &= A_{\cos} \theta_a + B_{\cos} \theta_b \\ I_{\sin} &= -A_{\sin} \theta_a - B_{\sin} \theta_b \\ Q_{\cos} &= A_{\sin} \theta_a - B_{\sin} \theta_b \\ Q_{\sin} &= A_{\cos} \theta_a - B_{\cos} \theta_b \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1.24)$$

この関係から正、負の周波数成分 f_a, f_b に対するそれぞれの振幅 A, B は次のように表わすことができる。

$$\left. \begin{aligned} A &= \frac{1}{2} \sqrt{(I_{\cos} + Q_{\sin})^2 + (I_{\sin} - Q_{\cos})^2} \\ B &= \frac{1}{2} \sqrt{(I_{\cos} - Q_{\sin})^2 + (I_{\sin} + Q_{\cos})^2} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1.25)$$

また、直流項については図 1.1 における位相検波器入力として、直接 $E \sin(\omega t + \theta_e)$ を考えると都合が良い。検波器出力として、式 (1.6) 及び (1.7) を求めた手順に従って、 $\frac{EC}{2} \rightarrow E, (\theta_e - \theta_c) \rightarrow \theta_e$ と書けば、この場合 $I_{\sin} = 0, \theta_{\sin} = 0$ であることを考慮して、

$$\left. \begin{aligned} I &= I_{\cos} = E \cos \theta_e \\ Q &= Q_{\cos} = E \sin \theta_e \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1.26)$$

したがって直流振幅は

$$E = \sqrt{I^2 + Q^2} = \sqrt{I_{\cos}^2 + Q_{\cos}^2} \dots\dots\dots (1.27)$$

から求めることができる。

さらに式 (1.25) において $I_{\sin} = Q_{\sin} = 0$ とおけば、係数を除いて式 (1.27) と同じ結果を得ることができ、正負周波数成分から得られる直流項は同一の値をとり、何れでも入力信号の直流項として用いることができる。

1.5 固定型 5 cm 波ドップラーレーダ

1980年気象研究所が東京杉並区の高円寺から筑波研究学園都市に移転した際完成した5cm波気象レーダは、我が国で開発された本格的な大型ドップラーレーダであって、次の主要機能を有している。

1. ドップラー測風
2. 大地クラッタ除去
3. 定高度PPI表示
4. カラー画像表示
5. データのデジタル磁気テープへの集録

次にレーダ装置の主要構成と仕様(諸元)をそれぞれ図1.5及び章末の附録1に示す。

アンテナ

直径3mのアンテナは直径7mのレドームに覆われ、本館の一部8階屋上(海拔63m、地上高38m)に設置されている。走査はPPI、Sector PPI、RHI及びプログラム制御(後述)によるドップラモードの三次元走査と強度モードのCAPPIである。ここでSector PPIはドップラーモードにおいて、任意に設定した方位角を中心として $\pm 45^\circ$ の範囲で1rpmのレートでデータを収集するようになっている。

送信装置

送信管は気象庁標準形気象レーダにも用いられている同軸型マグネトロン(型名5M80)を用いているが、寿命(10,000時間以上)及び周波数定度が在来型のものにくらべて格段にすぐれており、ドップラーレーダ用としても信頼性が向上し保守を容易なものとしている。

また、ドップラーレーダとしては受信ドップラー周波数の正確な再現が必要である。一般の気象レーダでは、簡略な方法としてマグネトロン周波数の変動に応じて局部発振器の周波数を変えて、

その差である中間周波数を一定に保つように制御している。しかし、ドップラーレーダではこれと異なり、マグネトロンの周波数を安定化するように構成されている。まず、精密局部発振器 (STALO) 出力として、水晶発振器の原振を48通倍して5,230 MHzを発生させる。このSTALOとマグネトロンの差の周波数を周波数判別器に入力し、その差の周波数が30 MHzから偏移した場合に誤差電圧を発生させる。このとき、その周波数偏差を減少するようにマグネトロンの空胴を機械的に調整する順序を経て、レーダ送信周波数が常に5,260 MHzに保たれるようにしている。

受信装置

受信装置は1.2で述べたように正負のドップラー周波数を検出するための直交位相検波器を含む位相用受信機と、強度用対数受信機が含まれており、A-D変換されたあとドップラー信号処理回路へ送られている。

ドップラー信号処理装置

この装置は1.3で述べたパルスペア信号処理装置からなっており、その構成を図1.6に示す。図中に示す中間周波受信機の自動利得制御 (AGC) は、総合動作特性を70 dB以上に拡大するためのものである。また、標準偏差 σ の出力については、式(1.23)の電力項 $R(0)$ の値を装置構成上1に規格化しているので $\sqrt{1-|R(T)|}$ の形をとっている。

ドップラー信号処理は周波数に関するものなので、強度信号処理に比較して処理時間長が非常に長くなるのが特徴である。強度信号処理の中心課題は、定量的測定のための降水エコー変動振幅の平均化を行うことである。今迄長い間行われて来たレーダによる降水エコー観測では、ブラウン管上にエコー像を残光表示するために、アンテナ1回転の走査時間は約10秒以内に限られていた。このため、方位分解能を約 1.4° ($360^\circ/256$ 成分)にとると、繰返し周波数280 ppsでは1分解能に含まれるパルス数約11個 ($\approx 2,800/256$)内の8個のパルスが平均化のために用いられる。この時、距離方向にも4個のパルスの平均(1 km)を行っているので計32個のパルスの平均となり、降水からの変動振幅の分散は $5.57/\sqrt{32} \approx 1$ dBに改善 (Lhermitte, 1965)され、実用上の目的を達している。

これに対して、ドップラー信号処理の場合、繰返し周波数1,120 Hz故測定最大速度範囲は ± 16 m/sであるが、その速度分解能 Δv は用いるパルス数によって定まる。今信号処理に256個のパルスを用いると、このパルス数に含まれる周波数分解能は $\Delta f = 1,120/256$ 故 $\Delta v = \frac{\Delta f \cdot \lambda}{2} = \frac{1,120 \times 5.7}{256 \times 2} \approx 12.5$ cm/sの計数分解能を得る。このとき、方位方向を約 1.4° ごとにドップラーデータを得るためには、アンテナの1回転に要する時間は次の計算からすくなくとも、

$$\text{1回転に要する時間} = \frac{\text{パルス数} \times \text{方位成分}}{\text{1秒間のパルス数}} = \frac{256 \times 256}{1120} = 58.5 \text{ 秒}$$

以上なければならない。このため、このレーダのドップラーモードではアンテナ回転速度を1 rpm (1回転1分)にとっている。また、距離方向にも256セルのデータをとるようになっており、250 mごと64 kmまでと500 mごと128 kmまでの2種類に切り換えて使用可能である。

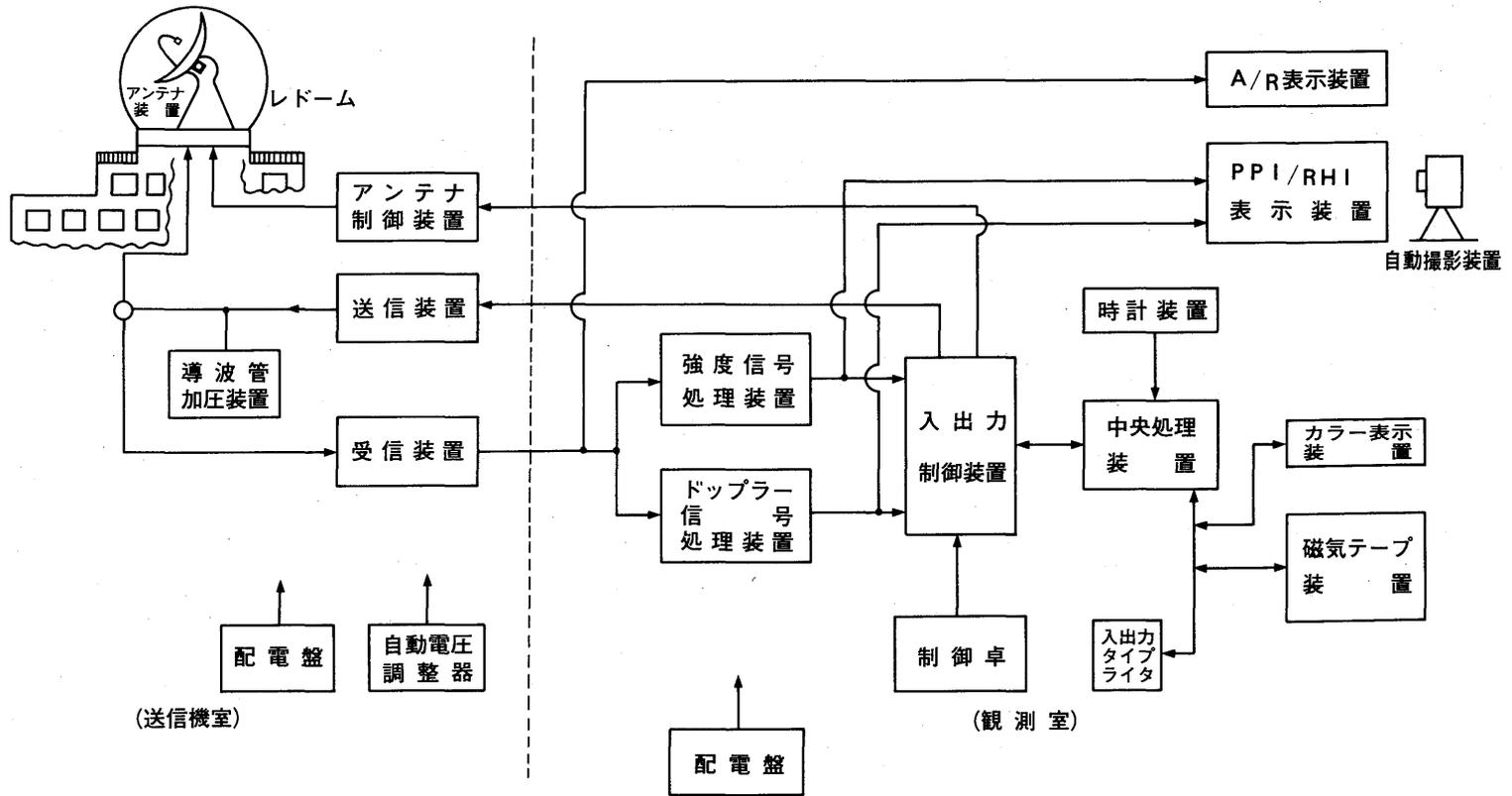


図 1.5 固定型 5.7 cm 波ドップラー気象レーダ構成図

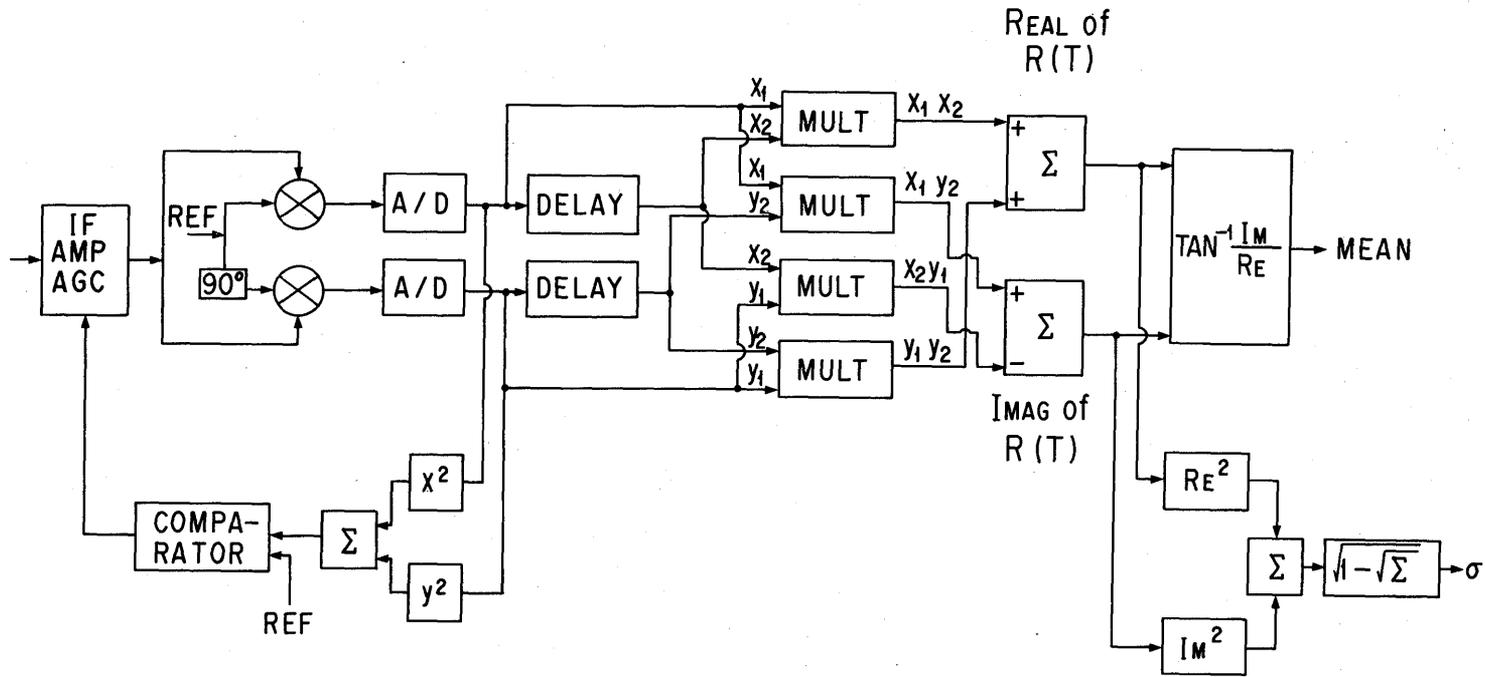


図 1.6 パルスペア・ドップラー信号処理装置構成図

したがって、一仰角当りのセル数は方位方向 256 個、距離方向 256 個計 65,536 のデータを 1 分の間にとることができる。また、このモードではレーダデータとして、ドップラー平均速度、じょう乱としての標準偏差及び強度のカラー表示と 3 種類から任意に 2 つの組合せで MT データとしてとり出すことができるようになっている。

また、ドップラー生信号データとして、 I 及び Q チャネル各 1024 パルス分と平均強度を 250 m または 500 m 間隔で 32 距離セル単位でそれぞれ ~ 32 km あるいは ~ 64 km の範囲を 4 ブロックにわけて磁気テープに集録するようになっている。

強度信号処理装置

山岳域の多い我が国ではレーダ観測に際して、降水エコーに干渉を及ぼす大地クラッタを除去することが必要である。このためこのレーダの強度信号処理装置として MTI (Moving Target Indicator) 方式による大地クラッタ除去装置がその主要機能を受けもっている (Aoyagi, 1983)。

この MTI 方式の考え方は次のようになっている。理想的な大地クラッタの振幅はレーダ繰返しパルスごとに一定なので、直流分を阻止する高域周波数濾波器 (通常 MTI 消去器と云う) を用いることによって山岳や建造物のような固定目標物からのレーダ反射波信号はすべて除去されてしまう。しかし、実際上は山岳表面の樹木の葉のゆれによる変動やレーダ波の伝搬によって、直流付近の低い周波数領域に卓越した変動成分が存在しているので、多少とも消え残りの生ずる場合がある。このため本装置では降水エコーの消去比との違いを利用 (ハードウェア)、あるいは降水エコー域との空間相関との違いを利用 (ソフトウェア) して完全除去を行っている。

一方、降水目標物からのレーダ反射波振幅は時々刻々変化している。したがって、通常の (conventional) 信号処理ではその平均値すなわち直流成分を用いているが、MTI 方式では MTI 消去器を通過したその交流成分を強度情報として用いている。

このため降水エコーについては conventional 信号処理を基準として、MTI 方式に関して 2 つの誤差要因がある。第 1 の誤差要因は直流項と交流項 (分散) とを関係づけるのに用いているレイリー分布 (Marshall *et al.*, 1953) の仮定に關したものである。入力信号振幅が減少すると受信機出力の A-D 変換による量子化効果によってこの仮定からずれるため、測定誤差が増加する傾向がある。しかし、この場合受信機の最小動作レベルを適切にえらぶことによって許容範囲に留めることができる (青柳, 1985)。

第 2 の誤差要因は降水エコーの周波数スペクトラムである。標準形気象レーダでは、観測範囲を 400 km 程度に設定しているのので、レーダ繰返し周波数は 280 pps にとっている。この場合入力スペクトラムに対してサンプリング周期が低いので、スペクトラムの折返しを生じ、白色雑音と同じ様スペクトラムとなっている。このため相関係数は実用上零となっており、常に一定値をとると考えて良く、これ等の条件が MTI 方式における降水エコー強度の定量的測定を可能としている。

また、この装置では、200 m ごとの距離間隔で 0.2 \sim 200 km にわたって、同時に 2 つの任意の地

点で強度生信号データ（パルス数1,024個）を磁気テープに集録できるようになっている。

第2次信号処理装置

入出力制御装置（インタフェース）を介してドップラー及び強度信号処理装置からの8ビット信号は計算機 Melcom 70-25 へ送られる。

この計算機の主要機能は三次元アンテナ走査（ドップラーモード）及びCAPPI（強度モード）信号処理と、カラー表示及びMT集録に関する制御機能を会話方式で行うことである。

三次元走査は2台のドップラーレーダによる降水観測で使われるものである。すなわち、ドップラーレーダはビーム方向の成分の大気流のみ測定が可能なので、降水域の複雑な大気流分布を得るには、厳密には20~30 km離れた地点に設置した2台のドップラーレーダによる、同時観測から得たドップラー風速のベクトルを合成することが必要である。したがって、この3次元走査は、両レーダが数分の規模で効率良くデータを得ることができるよう、特定の方角の範囲で、仰角をかえてアンテナ走査を行うものである。その制御はソフトウェアによっているが、その方法については更に1.7でくわしく述べている。

CAPPI（Constant Altitude PPI：定高度PPI表示）は、あらかじめ設定した10個程度の仰角におけるアンテナの方角回転により、強度データの収集を行い記憶装置に記憶しておき、高度別の降水エコー域分布を得るものである。

カラー表示装置に画像表示するために、計算機においてレーダ観測極座標データを直交座標表示に変換する。この変換データは直接カラー表示のために用いる他、一度MT装置に集録しておき off-line でカラー表示することも可能である。また、磁気テープ装置には直交座標データの他極座標データも直接集録し、気象研究所大型電子計算機で各種解析を行っている。

1.6 可搬型3cm波ドップラーレーダ

3cm波ドップラーレーダは1981年5月に運用を開始した。このレーダは局地性降雪雨の観測を行う目的をもって、必要な場所へ容易に移動出来るように、コンテナにレーダ装置一式が収納されている。アンテナはコンテナ屋根上に設置されているが、移動に際してはコンテナからとりはずされ、コンテナとアンテナは2台のトラックに別々に搭載して輸送するようになっている。

このレーダの特徴として次の項目があげられる。

1. 送信管としてクライストロンによる信頼性の向上
2. ドップラー測風機能
3. カラー画像表示
4. データのデジタル磁気テープへの集録機能
5. 可搬型による機動性

レーダ装置の主要構成と性能をそれぞれ図1.7と章末の附録2に示す。以下、装置の概要を述べる。

アンテナ

このレーダのアンテナの走査機能は PPI, REI 及び三次元走査から成っており、すべて専用のハードウェアによって制御されるようになっている。

PPI は仰角を一定にして、方位方向に回転するが、1 rpm の場合のみドップラーモード（繰返し周波数2000pps）としてデータの集録を行うが、6rpm では強度モード（繰返し周波数1000pps）として、単に降水エコー域のモニタのみに用いている。

REI (Range Elevation Indicator) は水平面（仰角 0°）から天頂頂（90°）を経て反対方位の水平面（180°）までを連続的に走査（180°/30 秒）することができる。データの収集は 0→180° の順方向でのみ行うようになっており、自動的に 2°, 5° または 20° ごとに方位方向に歩進することも可能で

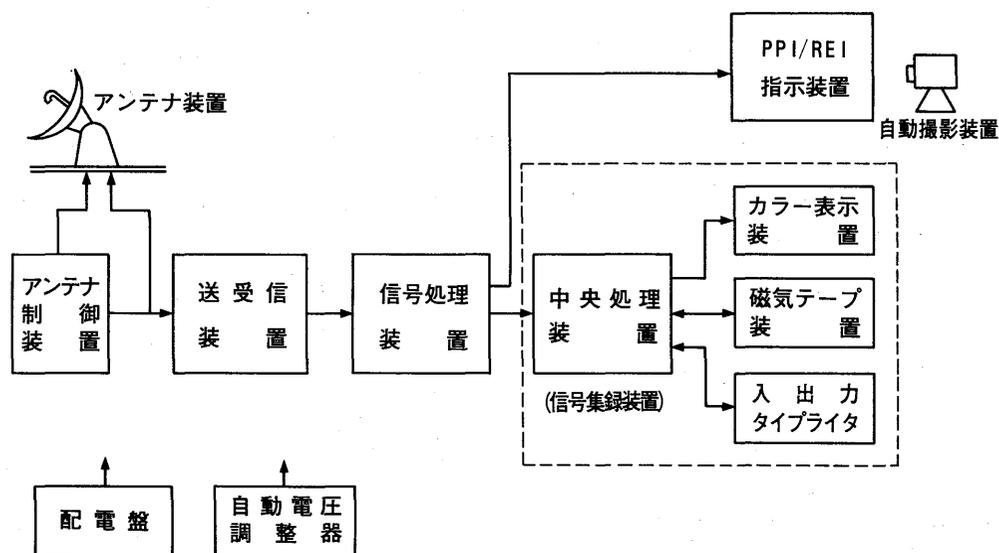


図 1.7 可搬型 3.1 cm 波ドップラー気象レーダー構成図

ある。また、この走査は水平～天頂間のみについてもできるようになっている。なお類似の表示方式に RHI (Range Height Indicator) があるが、これは仰角走査を通常 30° までに制限し、降水エコーの画像あるいは映像表示において、水平方向にくらべて垂直方向を拡大表示するものである。三次元走査については次節で詳述する。

送受信装置

送信管はアメリカ Varian 社製のクライストロン（型名 V-24 E）で、マグネトロン方式にくらべて周波数安定度が非常にすぐれている。しかし、寿命（約2000時間）の割には価格が高い欠点もある。

クライストロンは増幅管である。このため、まず水晶発振器を原振として STALO（精密局部発振

器)周波数 9,780 MHz を発振させ、同じく COHO (同期発振器)からの 30 MHz と混合する。この和の周波数 9,810 MHz の信号をクライストロンにより増幅 (利得 55 dB) して、所定の送信尖頭出力 50 kW を得ている。

ドップラー周波数 f を含むレーダ反射波信号は、まず受信装置内の信号変換部において、STALO の 9780 MHz と混合されて、30 MHz + ドップラー周波数に変換する。この中間周波信号は強度情報として、対数特性受信機 (動作範囲 70 dB 以上) を経て包絡線検波器により対数ビデオ信号を得ている。また、ドップラー情報として、直線特性受信機を経て直交位相検波器により I 及び Q チャネルビデオ信号を得ている。なお、直線受信機の動作範囲は 50 dB 以下なので、降水エコーの入力信号範囲を必ずしも満していないため、自動利得制御の方式を併用して動作範囲を拡大している (約 90 dB)。

信号処理装置

送受信装置からの対数ビデオ信号及び I 、 Q チャネルの位相ビデオ信号は A-D 変換を行いデジタル処理を行う。対数ビデオ信号は強度信号として距離補正を行い雨量強度信号とし、 I 、 Q チャネルのビデオ信号はパルスペア方式によって、ドップラーспектруムの平均値と標準偏差値の信号処理を行う。

信号処理における角度分解能はアンテナビーム幅に対応させて 1° にとっている。この場合アンテナ 1 回転の速度を 5 cm 波レーダの走査速度に合せて 1 分にとっているので、角度分解能 1° に含まれるパルス数は $\frac{2000(\text{pps}) \times 60(\text{sec})}{360(\text{方位分割数})} = 333.3$ であって、この内の 256 パルスがドップラー信号処理に用いられている。したがって周波数分解能は $\Delta f = \frac{2000}{256}$ 故、このレーダの計数速度分解能は $\Delta v = \frac{\Delta f \times 3.1}{2} \approx 12.0 \text{ cm/s}$ としてあたえられ、 Δv の分解能で 0~15.3 m/s のドップラー速度及び標準偏差値を得ることができる。

距離方向には 0.25 km から 64 km まで 250 m ごとに 256 個のセルデータを得ている。したがって一仰角当りのデータ総数 $360 \times 256 = 76800$ 個を 1 分間に収集することができる。

信号集録装置

本装置はミニコン (NOVA-4) を中心として構成され、主要機能として対数強度信号、ドップラー平均速度、同標準偏差について PPI 及び REI 画像をカラー表示装置に 7 色で表示する機能、磁気テープに集録する機能及び磁気テープから再度カラー表示する機能を有している。

1.7 アンテナ三次元走査システムの開発*

ドップラーレーダを用いた観測の場合、観測対象空間内をアンテナが走査する間に観測対象が一定の状態にあるという仮定をおく必要がある。したがってこの走査時間は短かいほどよい。そこで三次元的データを取る場合いわゆる三次元走査が必要になってくる。三次元走査とは部分走査 (セク

* 松浦和夫：気象衛星研究部

タスキャン)を仰角のいくつかについて連続しておこなう走査である。この節ではこの三次元走査の実現方法について3cm波可搬型ドップラーレーダ装置と5cm波固定型ドップラーレーダ装置のそれぞれについて解説する。

1.7.1 3cm波可搬型レーダの三次元走査

3cm波可搬型レーダにおいては三次元走査はハードウェアによって実現される。アンテナの動きはフリップフロップによって表される3つの状態変数 A_0 , A_1 , A_2 によって記述される。第1の変数 A_0 は方位角設定データとアンテナ方位角が等しくなった時1にセットされ、方位角設定データとアンテナ方位角データとの差がある値(アンテナの走査範囲にあたる)に等しくなった時に0クリアされる変数である。第2の変数 A_1 は前記の変数のたち下りによって1にセットされ仰角設定データと仰角アンテナデータの差がある一定の値(あらかじめプログラムされた仰角を表す)になった時0クリアされる変数である。第3の変数 A_2 は初期仰角設定データとアンテナ仰角が等しい時1にセットされ、仰角が90°に達した場合と仰角が選択した限界に達した場合0クリアされる変数である。 A_0 はアンテナの方位角がデータ収集区間内にあることを示す変数である。 $A_0=1$ のとき収集区間内にあることになる。 A_1 は仰角の変化を示す変数で1のとき上昇,0のときストップを示す。 A_2 は0のときデータを収集終った状態か90°の制限を越えた状態でアンテナが初期状態にもどる過程にある状態を示す。 $A_2=1$ は仰角がデータ収集可能区間内にあることを示している。 $A_2=0$ のとき A_0 , A_1 によらずアンテナの方位角は逆回転,仰角は下降と定義される。 $A_2=1$ のとき A_0 , A_1 の値によって4種のアンテナ動作が定義される。仰角についていえば $A_1=0$ のときストップ, $A_1=1$ のとき上昇となる。 $A_0=0$ のとき方位角は逆転, $A_0=1$ かつ $A_1=0$ のとき順回転, $A_0=1$, $A_1=1$ のときストップとなる。

仰角の設定はステップ増分が16進スイッチによって設定される。増分に比例した数のクロックをカウントすることによってデジタル値として仰角をカウンタに積算して保持する。初期設定値とアンテナのデジタル位置信号の差を考えることにより所定の仰角になっているかどうかを判断する。この差が積算された値に等しくなるまで $A_1=1$ が成立するので $A_2=1$ の時はアンテナの仰角が増加する。

アンテナの動きを順におっていくと次の様になる。方位角, 仰角が初期設定値に静止したのち三次元走査のスイッチをいれると, $A_0=1$, $A_1=0$, $A_2=1$ となり順回転する。同時にデータを収集する。このとき仰角は変化しない。方位角の増分が方位角増分設定スイッチによって選択された値になると $A_0=0$ となり同時に $A_1=1$ となる。方位角は反転し仰角は増加となる。方位角が設定値になると $A_0=1$ となるが, $A_0=1$, $A_1=1$, $A_2=1$ だから仰角は増加, 方位角はストップになる。先に仰角が設定値になったとすると $A_0=0$, $A_1=0$, $A_2=1$ だから方位角は逆回転, 仰角はストップとなる。方位角が初期設定値になり仰角が設定値になると $A_0=1$, $A_1=0$, $A_2=1$ となり順回転, 仰角一定で走査がおこなわれデータ収集時期になる。これがくりかえされて三次元走査が実行される。最大15

ステップまでの設定回数をおこなったあとで $A_2=0$ が成立するので、アンテナの方位角は逆回転、仰角は下降と初期値へむかってもどる。このとき $A_0=0, A_1=1, A_2=0$ である。仰角が初期値に達すると $A_2=1$ となるが同時に $A_1=0$ となるので、このとき $A_0=0$ だから、方位角は逆回転、仰角はストップとなる。そして方位角が初期値に到達すると、 $A_0=1$ となり順方向、仰角はストップとなって一番最初の状態にもどる。

1.7.2 5 cm 波固定レーダの三次元走査

5 cm 波固定レーダの三次元走査はソフトウェア中心の方法によって実現されている。5 cm 波レーダはハードウェア的には計算機によって方位角と仰角を設定できる機能を持っている。この設定は基本的にはポイント値であって、そこに到達すればアンテナの動きはとまってしまう。したがってアンテナ走査を実現するには、現在の値に数値を加え合せて次々と新しい設定値を定めていく必要がある。これを続ければアンテナはあたかも連続して動いているかのように見えることになる。このソフトウェアはレーダ制御用に気象研究所で開発された言語によって記述される。メーカーによって納入されたプログラムはすべてアセンブラレベルのものでデータ収集用の追加機能としてのアンテナ操作もアセンブラプログラムによって実現することも検討されたが汎用性を考慮して新しい言語を作ることにした。この言語の特徴を表1.1に示す。この言語を使って三次元走査のみならず種々の観測用プログラムが作成できることになる。作成された言語処理系は基本的には整数型変数を持つインタプリタとして動き最初に全体の文法のチェック、サブルーチンのリストアップ、データ変換などをおこない次に実行する。

インタプリタとは、メモリ上のソースプログラムを機械語に変換せずに各種の命令テーブルや表を参照して解釈し1命令ずつ直接実行する言語処理系である。また言語内にエディタ機能ディスクからのプログラムロード機能を含んでいる。この言語ではもっとも基本的データとして先頭に仰角、方位角それぞれ2バイトデータのついた256個のレンジセルの平均周波数、LOG強度、分散のうちどれか2種のデータ計512個を考えていてこれを取得する過程をサブルーチンとして整備している。このサブルーチンは仰角設定、方位角設定のサブルーチンと共にシステムサブルーチンとして考えられて構文解析上もっとも早く評価され実行されるようになっていく。そのため呼び方は先頭に特殊文字（この場合%）をつけた手続き名で呼び出される。構文解析上もっとも早く評価されるとは要するに先頭の特殊文字を一番最初に判別するということである。プログラムはメモリ上にキャラクタコードでたくわえられ実行時には1キャラクタ毎に取り出されFOR、REPEATなどの字句と比較され一致した場合それに対応した処理をおこなう。その際に特殊文字は一番最初に識別するのである。

表1.1 言語の特徴

| 機能の分類 | 利用可能な機能 |
|--------------|---|
| レーダデータに関するもの | 強度, ドップラー周波数, 分散の入力 方位角, 仰角の入力, 出力 観測時刻, 観測レンジ, 観測モードなどの入力 |
| 入出力 | MT READ, WRITE 文, まきもどし, EOF 出力など ディスク ランダム入出力, (READ, WRITE 文) タイプライタ PRINT, INPUT CRT PRINT, INPUT, ドットメモリ出力 |
| データ処理 | 逆ポーランド記法による四則演算 サブルーチンコール 関数 (浮動少数点演算, FFT) 一次元配列 スタック操作 DATA 文 |
| エディタ | 行入出力 プログラムリスティング (CRT, タイプライタ) 紙テープ入出力 (プログラム) 16進メモリ変更 ディスクからのプログラム入力 |
| 判断, くりかえし | IF -ELSE -ENDIF FOR -NEXT REPEAT -UNTILL WHILE -ENDDO などの制御構文 |

プログラムの例として仰角設定のサブルーチンを挙げる。

```

SUB ELSET
EL=EL(K)
%EL EL
REPEAT
%DATA D
U=D(0) 4 / EL -
IF (EL>9)
IF (-9<U) (U<9) *
W=EL U -
%EL W
    
```

```

ENDIF
ENDIF
UNTILL (-3<U) (U<3) *
%EL EL
RETURN
    
```

一見複雑な制御をおこなっているようであるが、アンテナの停止精度と停止速度を高めるためにフィードバックループを組んでいるためである。実際のアンテナの角度設定は%EL変数の部分でおこなわれる。REPEATはUNTILL条件成立までくりかえすという意味がある。ここでUNTILL条件の考え方は括弧でくくられたものをひとつの項として考えると、この項を括弧内の条件をみたととき、1をとりそれ以外0をとるブール変数として考えUNTILLの右側の項の演算の結果1をとると条件が成立したと考える。この演算は逆ポーランド記法に従うものとする。

逆ポーランド記法とは普通の数式表現、例えば $(A+B)/C$ を $A B + C /$ と書く数式表現法である。これは日本語の表現方法によく似ている。すなわちAとBを加えたものをCで割るという語順になっている。 $(-3<U)$ と $(U<3)$ の積が1のとき成立と考えるから $-3<U<3$ のとき成立となる。これはアンテナの停止誤差Uがバイナリ値で絶対値が3以下ということである。バイナリ値は1単位約 0.08789° であるので約 0.2637° 以上の停止精度が確保されることになる。%DATA Dはレーダ1スキャン分のデータを変数Dの示すアドレスへ入力するシステムサブルーチンを表している。一番最初のアドレスには仰角がはいっている。この値は設定値の4倍の精度があるので4で割って、設定値ELとの差Uを考える。これが6行目の意味である。等号を除き演算は逆ポーランド記法による。この残差が9以下になったとき誤差をフィードバックして仰角を再設定する。IF文についての条件の評価はUNTILL文と同じでIF文以下の条件式が真のときENDIFとの間には含まれた文を実行する。三次元走査はこの仰角を設定するサブルーチンを使い仰角を設定し方位角設定値を変化させることによってスキャンを実現する。必要な平面数をループ機能を使って走査する。ループ機能はFOR-NEXT文によって実現する。必要な仰角データはDATA文によってプログラム中に記述した。

参 考 文 献

- 青柳二郎, 1967: ドップラーレーダ. 気象研究ノート, 90, 63~84.
- 青柳二郎, 1985: レーダ直線特性受信機による降水エコー信号特性. *Papers in Meteor. and Geoph.* 36, 2, pp. 137-148.
- 城戸健一, 1969: 高速フーリエ変換について. *電子通信学会誌* 52, 12, 1534-1541.
- Aoyagi, J. 1968: A multi-channel Doppler frequency analyzer. *Proc. 13th Radar Meteor. Conf.*, 324~327.
- Aoyagi, J. 1983: A study on the MTI weather radar system for rejecting ground clutter. *Papers in Meteor. and Geoph.* 33, 4, 187-243.
- Battan, L. J. and Theiss, J. B. 1966: Observations of vertical motions and particle sizes in a thunder storm. *J. Atmos. Sci.* 23, 78~87.
- Brantley, J. Q. and D. A. Barczys. 1957: Some weather observations with continous wave Doppler radar. *Proc. 6th Weather Radar Conf.*, Boston, Amer. Meteor. Soc., 297-306.
- Groginsky, H. L. 1972: Pulse pair estimation of Doppler spectrum parameters. *Proc. 15th Radar Meteor. Conf.*, Boston, Amer. Meteor. Soc., 233-236.
- Lhermitte, R. M. 1960: New developments of the echo fluctuation theory and measurements. *Proc. 8th Weather Radar Conf.*, Boston, Amer. Meteor. Soc., 236-268.
- Lhermitte, R. M. and E. Kessler, 1965: A weather radar signal integrator. *Proc. Inter Conf on Cloud Physics*, Tokyo., 301-308.
- Marshall, J. S. and W. Hitschfeld, 1953: Interpretation of the fluctuating echo from randomly distributed scatterers. Part I. *Canadian J. Physics* 31 962-994.
- Middleton, D. 1960: An introduction to statistical communication theory. McGraw-Hill.
- Rummler, W. D. 1968: Introduction of a new estimator for velocity spectral parameters. *Tech. Memo MM-68-4121-5*, Bell Tel. Lab.
- Theiss, J. B. and A. R. Kassander. 1963: A new pulsed-Doppler radar for cloud observations. *Proc. 10th Radar Meteor. Conf.*, Boston, Amer. Meteor. Soc., 355-359.

附録 1. 5 cm 波ドップラーレーダ主要性能

1. アンテナ系
 - (1) 反射鏡 円型パラボラ直径 3m
 - (2) 輻射器 吹付ホーン
 - (3) ビーム幅 -3 dB 電力点(水平: 1.39°, 垂直: 1.51°)
 - (4) 利得 42.5 dB
 - (5) 偏波面 水平偏波
 - (6) サイドロープレベル (レードーム付) 水平: -28.0 dB, 垂直: -27.8 dB
 - (7) VSWR 1.13 (導波管: WRJ-5)
2. アンテナ制御系
 - (1) 制御方式 プログラム制御方式
 - (2) 制御項目 PPI-SCAN
RHI-SCAN (0~+30°)
PPI-MAN
RHI-MAN (-2°~+90.0°)
COPLAN SCAN
CAPPI SCAN
 - (3) PPI-SCAN ドップラーモード 1 rpm
強度モード 6 rpm
 - (4) RHI-SCAN 0~+30°で約 20 秒
 - (5) Sector PPI 任意角中心に±45°で約 1 rpm 相当
 - (6) CAPPI 0.75°~21°でステップ数 21
 - (7) 水平停止精度 ±0.2°
 - (8) 垂直停止精度 +0.2°~-0.3°
- 3 送信系
 - (1) 周波数 5260 MHz
 - (7) 送信出力 250 kW
 - (3) パルス幅 2.0 μsec (強度モード)
0.52 μsec (ドップラーモード)
 - (4) パルス繰返し周波数 280 pps (強度モード)
1120 pps, 896pps
(ドップラーモード)
4. 受信系
 - (1) マイクロ波低雑音増幅器 トランジスタ高周波増幅方式
 - (2) 雑音指数 4.35 dB
 - (3) S_{min} -114.7 dB_m (ロングパルス)
-112.5 dB_m (ショートパルス)
 - (4) ミキサー 平衡形ミキサー
 - (5) 局部発振器 水晶
 - (6) 中間周波数 30 MHz

- (7) 帯域幅
 - 1.27 MHz (ロングパルス)
 - 2.85 MHz (ショートパルス)
- (8) 強度系の対数特性直線性 75 dB±1 dB
- (9) ドップラー系の直線性 40 dB±1 dB
- (10) 同上 I, Q チャネル平衡度 +0~-0.43 dB
- 位相差 0.3°rms 以下
- (11) 同上 COHO 信号レベル 10 dB_m 以上
- 5. ドップラー信号処理系
 - (1) ドップラー信号処理方式 パルスペア方式
 - (2) A/D 変換
 - a 分解能 8 ビット
 - b サンプリングレート 600 KHz (1.66 μsec)
 - 250 m 相当
 - (8) 処理項目
 - 平均速度
 - 標準偏差
 - (4) 最大測定速度 ±16 m/s
 - (5) 平均速度の折り返し補正 あり (ソフトウェアで実施, ±48 m/s)
 - (6) 処理距離範囲 64 km, 128 km
 - (7) 距離分解能 250 m (64 km 時), 500 m (128 km 時)
 - (8) 方位分解能 1.40625° (=360°/256)
 - (9) 強度信号によるゲーティング 可能 (0, 5, 10, 15 dB を任意に設定可能)
 - (10) 速度, 偏差計測分解能 12.5 cm/s
- 6. 強度信号処理系
 - (1) 処理範囲 4~400 km
 - (2) 検波方式 ベクトル検波
 - (3) 消去比 最大 50 dB 以上
 - (4) 距離補正 ON/OFF 可
 - (5) 処理信号 3種類 Normal, MTI, 補償 MTI
 - (6) 指示機表示ビデオ 3種類 Gray
 - (PPI/RHI スコープ)
 - Log
 - Linear
- 7. 表示系
 - (1) A/R 表示
 - (a) シンクロスコープ 4 現象同時表示 VP-5403 A
 - (ナショナル製)
 - (b) 表示ビデオ 強度モード (log, linear)
 - ドップラーモード (I, Q, \bar{f}, σ)
 - (2) PPI 表示
 - (a) CRT 12 ABP 7 A
 - (b) 距離範囲 50, 100, 200, 300, 400 km

(c) オフセット機能

1 半径以下

(3) RHI 表示

(a) CRT

PPI 表示と共用

(b) 距離範囲

r : 50, 100, 200km

θ : $0^\circ \sim 30^\circ$

(c) 高度倍率

| 高度 | 距離 | 50km | 100km | 200km |
|------|----|------|-------|-------|
| 20km | | | 5 | 10 |
| 10km | | 5 | 10 | |

(4) カラー表示

(a) 距離範囲

100, 200, 400, 800 km

(b) 分解能

0.5, 1, 2, 10 km

(c) 表示階調

(強度モード)

7 段階, 7 色 5 dB/10 dB ステップ

(ドップラーモード)

± 16 m/s の範囲を 7 色で表示

8. ソフトウェア系

(1) PPI 処理プログラム

処理範囲

50, 100, 200, 400 km

処理分解能

距離 0.25, 0.5, 1.0, 2.0 km

方位 1.406°

出力媒体

カラー表示装置 ($X-Y$ 座標)

磁気テープ装置 ($X-Y$ 及び $r-\theta$ 座標)

(2) CAPPI 処理プログラム

処理範囲

距離 50, 100 km

高度 1~15 km (1 km 毎)

高度指定

同時に任意の 3 高度

処理分解能

距離 0.25, 0.5 km

方位 1.406°

設定仰角

0.75/1.5/2.25/3.0/3.75/4.5/5.25/6.0/6.75/7.5/8.25/9.0/9.75/
10.5/12.0/13.5/15.0/16.5/18.0/19.5/21.0 計 21 ステップから選択

出力媒体

カラー表示装置 ($Y-Y$ 座標)

磁気テープ装置 ($X-Y$ 及び $r-\theta$ 座標)

(3) ドップラー生信号集録

アンテナ

静止 (回転時でも可能)

距離範囲

0.25~64 km

距離分解能

0.25, 0.5 km

距離素子数

32

信号データ (各セル)

1024 \times 2 (1 及び Q)

出力媒体

磁気テープ装置

(4) レーダ反射波生信号集録

| | |
|--------------|---|
| アンテナ | 静止 (回転時でも可能) |
| 距離範囲 | 200 km |
| 指定位置 | 同時に2地点 |
| 距離間隔 | 最小 250 m |
| 出力媒体 | 磁気テープ装置 |
| (5) 受信機特性の検定 | SGにより受信機特性 (LOG) 及び DIREP 特性 (INTENS) の検定がシステムタイプライターにより可能。 |

注) (3)項ドップラ生信号集録時, 対応するエコーの LOG 平均値を MT に集録する。

9. 所要電源

| | |
|----------|--|
| (1) 電 圧 | AC 100 V \pm 2% 単相 (計算機関係及び附属機器用) |
| | AC 200 V \pm 2% 3相 |
| (2) 周波数 | 50 Hz \pm 3 Hz |
| (3) 消費電力 | 3 KVA 以下 (AC 100 V) 5.2 kVA 以下 (AC 200 V) |

附録2 3cm波ドップラレーダ主要性能

1. アンテナ装置

| | |
|-----------|-------------|
| (1) 反 射 鏡 | 直径 2 m パラボラ |
| (2) ビーム幅 | 1.07° |
| (3) 利 得 | 43.15 dB |
| (4) 偏 波 面 | 水平 |
| (5) 走 査 | 水平回転および垂直走査 |

2. アンテナ制御装置

| | |
|-----------------|--|
| (1) 制御項目および駆動速度 | PPI-SCAN 6 rpm (強度モード) 1 rpm (ドップラモード) REI-SCAN 180°/30 秒 90°/15 秒 走進可 (間隔 2°, 5°, 20°) 手動走査 (水平, 垂直共可) |
| (2) 停止角度精度 | $\pm 0.3^\circ$ |

3. 送受信装置

(送信系)

| | |
|---------------|---------------------------------|
| (1) 送信周波数 | 9810 MHz |
| (2) 送信出力 | 50 kW |
| (3) パルス幅 | 1.0 μ sec |
| (4) パルス繰返し周波数 | 2,000 pps (強度モード: 1,000 pps) |

(受信系)

- | | |
|-------------------------------|---------------|
| (1) マイクロ波低雑音増幅器 | トランジスタ高周波増幅方式 |
| (2) 雑音指数 | 3.9 dB |
| (3) 最小受信感度 | -107.3 dBm |
| (4) 局部発振器 | 水晶 |
| (5) 中間周波数 | 30 MHz |
| (6) 帯域幅 | 2.0 MHz |
| (7) 強度系の対数 特性受信機直線性 | 70 dB 以上 |
| (8) ドップラー系の 直線特性受信機 直線性 | 50 dB 以上 |

4. 信号処理装置

(強度系)

- | | |
|------------|----------------------------------|
| (1) PPI 処理 | |
| 処理範囲 | 64 km |
| 分解能 | 距離 250 m 方位 1° |
| (2) REI 処理 | 64 km |
| 処理範囲 | |
| 分解能 | 距離 250 m 仰角 1° 仰角範囲 0~180° |

(ドップラー系)

- | | |
|---------------|------------|
| PPI, REI 処理 | |
| (1) 処理方式 | パルスペア方式 |
| (2) サンプリングレート | 250 m |
| (3) 量子化ビット | 8 ビット |
| (4) 処理項目 | 平均速度, 標準偏差 |
| (5) 最大測定速度 | ±16 m/s |
| (6) 計測分解能 | 12 cm/s |
| (7) 処理距離範囲 | 64 km |
| (8) 距離分解能 | 250 m |

(アンテナ停止処理)

- | | |
|-----------|------------|
| (1) 集録信号 | ドップラー生信号 |
| (2) 距離範囲 | 0.25~64 km |
| (3) 距離分解能 | 250 m |

5. 信号集録装置

- | | |
|-----------|--------------------|
| (1) 計算機 | NOVA-4 |
| (2) 入出力 | ダッシュ・プリンタ |
| (3) 磁気テープ | 800 BPI, 2400 フィート |

第2章 ドップラーレーダの観測方法

2.1 はじめに*

ドップラーレーダはレーダ目標物のアンテナビーム方向成分の移動速度を検出できる。このため、レーダアンテナを天頂に向けて降水観測することにより、静止大気中では降水粒子の高度分布の測定 (Rogers and Pilié, 1962; Aoyagi, 1968a) ができる。また、大気上下流が存在する場合には、レーダ反射因子 Z に対する平均落下速度を仮定 (Battan, 1964; Rogers, 1964; Aoyagi, 1968b) することによって、降水域内の上昇流や下降流の測定が可能である。

また、低仰角における降水観測では、降水粒子の動きを媒介として大気流の測定が可能である。この場合、もし、大気流がレーダ観測域で一定とみなし得れば、単一のドップラーレーダで測風ができる。この方式はアンテナを一定仰角に固定して、方位方向に走査することによって求めたレーダ距離 (あるいは高度) 別のドップラー平均速度分布から、風向・風速を求めるもので、VAD (Velocity-Azimuth Display) 方式と呼ばれる。

2.2 では 5 cm 波ドップラーレーダを用いた、VAD による測風方式について、データの前処理、測風精度とそれに影響を及ぼすアンテナ仰角の最適値、ゾンデデータとの比較精度、データが欠けた場合の補正による精度改善について述べている。

一方、複雑な大気流分布の測定については、厳密には3台のドップラーレーダを必要とする (Pilié *et al.* 1963)。しかし、一般には2台のドップラーレーダを適当な間隔を置いて配置し、同一目標の各ドップラー速度を同時に観測することによって、その3次元的な速度場を測定している (Armijo, 1969; Lhermitte, 1970)。

Armijo (1969) は、2台のレーダを結ぶ直線を中心軸とする円筒座標系において、非圧縮性の連続の式と適当な降水粒子の落下速度を与えることによって、風の3成分を算出する方式を提案した。これは一般にCOPLAN方式と呼ばれる。中心軸を含む1つの平面内を2台のレーダのビームがほぼ同時間内に走査するため、平面内の速度成分を直接的に観測できること、平面を走査するために必要な時間 (~30 秒) 内で定常性を仮定すれば良いという、2つの利点がある。Kropfli and Miller (1975) はこの方式によって、孤立対流雲内の流れの場を克明に描き出した。

COPLAN方式はすぐれた方式であるが、アンテナ走査が複雑であり、また、3台以上のドップラーレーダによる共同観測には採用できない。近年では、それぞれのレーダが仰角を増しながら円錐走査を行う方式 (3次元走査又はVolume走査方式) が一般に用いられるようになってきている (Brandes, 1977)。この方式では、それぞれのレーダで測定したドップラー速度を3次元の直角座

* 青柳二郎：気象衛星研究部，石原正仁：台風研究部

標上の格子点に内挿し、風の3成分を直接的に計算する。気象研究所ではこの方式を採用しているが2.3でその観測方法とデータの処理について述べる。

2.2 単ドップラーレーダによる上層風の測定*

2.2.1 VAD測定風方式

図2.1においてレーダ測定点の風速を V_H 、風向を φ 、ビーム内の降水粒子の平均落下速度を V_F とすると、その点におけるレーダ方位角 θ_a 、仰角 θ_e に対して、ドップラー平均速度 V_D は次式によってあたえられる。

$$V_D = V_H \cos \theta_e \cos(\varphi - \theta_a) + V_F \sin \theta_e \quad \dots\dots\dots (2.1)$$

この式には未知数として V_H 、 φ 及び V_F の3個が含まれているので、厳密には離れた地点に設置した3台のドップラーレーダを用いて1点の風を測定する必要がある。

しかし、レーダ観測域内の測定高度面で、これ等3要素がいずれも同じであるとすれば、 θ_e を固定して方位角方向にアンテナを走査することによって、1台のレーダによる測風が可能となる。このような観測モードによって得られるデータは、横軸に方位角 θ_a をとり縦軸にドップラー平均速度 V_D をとって表わすと、図2.2に示すような余弦曲線分布としてあたえられる。このような表示はVAD表示 (Velocity-Azimuth Display) と呼んでいる (Lhermitte and Atlas, 1961)。

V_D はアンテナ方位が風上方向にあるとき、すなわち $\theta_a = \varphi$ で最大値 V_1 をあたえる。

$$V_1 = V_H \cos \theta_e + V_F \sin \theta_e \quad \dots\dots\dots (2.2)$$

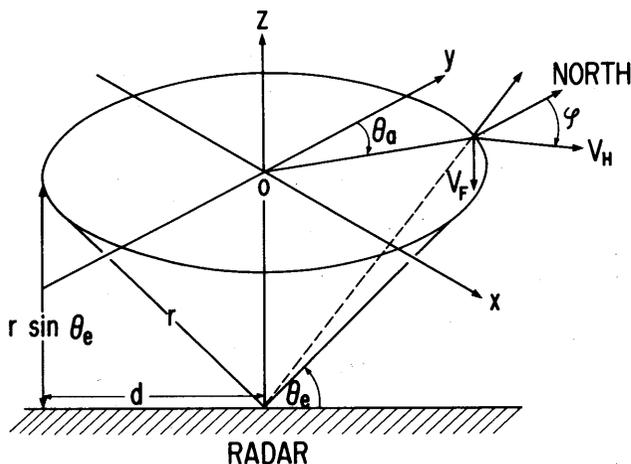


図2.1 VAD (Velocity-Azimuth Display) 方式による測風のためのアンテナ走査模式図

* 青柳二郎：気象衛星研究部

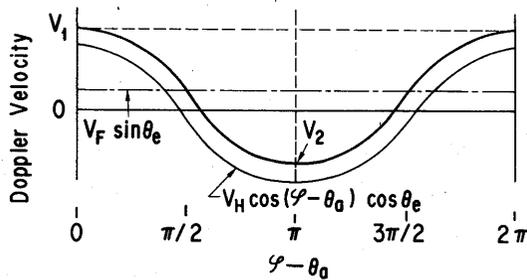


図 2.2 一様大気流と落下速度により形成される VAD 分布

また、風下方向、すなわち $\theta_a = \varphi + \pi$ では最小値 V_2 は次のように表わすことができる。

$$V_2 = -V_H \cos \theta_e + V_F \sin \theta_e \dots\dots\dots (2.3)$$

したがって式 (2.2) と (2.3) から

$$V_H = \frac{V_1 - V_2}{2 \cos \theta_e} \dots\dots\dots (2.4)$$

$$V_F = \frac{V_1 + V_2}{2 \sin \theta_e} \dots\dots\dots (2.5)$$

しかし、実際の風速分布は水平・垂直ウィンドシヤーや収斂あるいは発散等のみだれによって、多少なりとも空間的に変動しているので、常に式 (2.1) に示す理論式にのとは限らない。このため実風速分布に最小 2 乗法を適用して得た理論分布から V_H 、 φ 及び V_F を求めるのが実用的である。

2.2.2 ドップラー平均速度 PPI 図と VAD 分布を得るための前処理

口絵写真 2.1 は 1981 年 6 月 23 日 9 時 2 分に、仰角 3.3° で撮られた 5 cm 波レーダによるドップラー平均速度の PPI エコー図である。

5 cm 波レーダのパルス方式にもとづくドップラー速度 V_D の測定範囲は ± 16 m/s (正しくは ± 15.97 m/s) であり、かつ、カラー表示装置は 7 色で表示できるために、次のように色分けをしている。

| | | | |
|---|-----------------------|---|--------------------------|
| 白 | $0 > V_D \geq -2,$ | 白 | $0 < V_D \leq 2$ |
| 黄 | $-2 > V_D \geq -6,$ | 空 | $2 < V_D \leq 6$ |
| 桃 | $-6 > V_D \geq -10,$ | 青 | $6 < V_D \leq 10$ |
| 赤 | $-10 > V_D \geq -16,$ | 緑 | $10 < V_D \leq 16$ (m/s) |

ここで、負の符号は目標物である降水粒子が風に流されてレーダに近づいて来る場合であり、正の符号はレーダから遠ざかって行く場合である。

口絵写真 2.1 の画像の中心がレーダの位置、20 km ごとに距離マーカーが示されており、上側が

北である。大略、北西から南東方向に白色域が存在しているが、これはレーダが風向を横切って観測しているためである。この場合レーダ中心付近を良く見ると白色域が東西に向いているのは、地表付近では南風(180°)のためである(図2.11参照)。また、仰角が3.3°のためレーダ距離が20 kmを超えると、高度は1.2 kmを超え風向は南南西(225°)にかわっている。

一方、暖色系は風上領域、寒色系は風下領域を表わしているが、写真で暖色域が隣接しているのは前述したように最大測定速度±16 m/sを超えたために生じた折返し効果によるものである。なお、最大ドップラー速度は白色バンドに直交する方向で測定されるが、この最大ドップラー速度が増加する程、カラー分布はバンド状から放射状へ移行する形態をとる。

以上述べたドップラー平均速度 PPI データについて、折返し効果による不連続分布の補正を行い、連続データから成る VAD 分布を得るのに、レーダ距離方向と方位方向における2通りの補正が必要である。

まず、レーダ距離方向の補正について述べる。図2.3はVRD (Velocity-Range Display)を示すが大旨風向にそって測定したものである。地表付近の低高度に対応するレーダ近傍では一般に風速はこのレーダの± V_{max} (±16 m/s) 以内の場合が多い。一方、レーダ距離が増加するとこの例の場合仰角は30°で観測しているので、レーダ距離10 kmを越えると高度も5 km以上となり、20 m/sを越す風速が容易に観測されるようになる。このため図2.3では12.5 kmに折返し点が存在するが、この場合手前の速度分布を基準として折返し効果を伴った12.5 km以遠の速度分布に $2V_{max} = +32$ m/sのバイアスを加えて連続したVRD分布とする。また、負のドップラー速度域を基準としている場合には、折返し効果によって-16 m/sを越える速度は正の速度域に現われるので-32 m/sの補正を加えて連続したVRD分布とすることができる (Peter *et al.* 1977)。

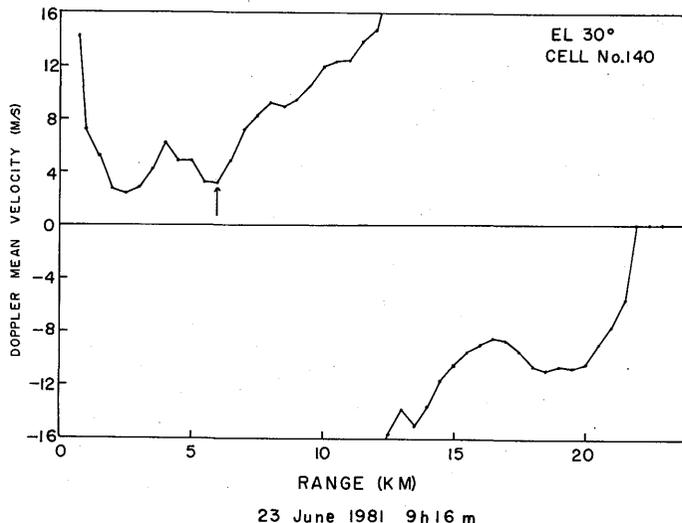


図2.3 レーダ距離12.5 kmにドップラー速度の折返し効果が観測されるVRD (Velocity-Range Display) 分布

上述の補正によって±48 m/s までのドップラー速度が連続分布として再現出来るが、今までのレーダ観測においてこの範囲を越えて更に補正を行う必要はなかった。

以上述べた VRD 分布が方位方向に、このレーダの場合 256 成分得られれば、同一レーダ距離のドップラー平均速度 V_D データから VAD 分布を求めることができる。このような手順を経て図 2.4 の VAD 分布 (黒丸) は得られているが、特に図 2.4 左の±16 m/s を越えた範囲は上述の折返し補正によったものである。

第 2 は方位方向における補正である。台風による降雨を観測している場合のように、地上付近で既に最大測定ドップラー速度 $\pm V_{\max}$ を越えるドップラー速度を測定している場合 (図 2.5 で述べる 1981 年 6 月 23 日の例) や、地表付近に降水エコー域がなく上層エコー域のみの場合で、そのドップラー速度が $\pm V_{\max}$ を越えている場合には、すでに折返しを受けたそれ等のドップラー速度域を基準として、レーダ距離の増加方向にみかけ上の折返し補正が行われることになる。また、このような場合でもレーダ方位角が風向に直交に近い方位角での VRD 分布は第 1 の項で述べた正しい折返し補正を行うことができる。

したがって、このような VRD 分布の方位方向データから得た一定レーダ距離における VAD 分布は、図 2.5 に示すように方位方向に不連続なドップラー速度分布となる。図の例では方位角 $150^\circ \sim 225^\circ$ の範囲に他の主要分布に対して +32 m/s の不連続領域としてデータ処理されている領域が認められる。

この不連続はドップラー折返し効果によるものとして、特定の方位例えば方位角 θ_i から出発して、そのドップラー速度 V_i を基準として隣接した方位角 θ_{i+1} のドップラー速度 V_{i+1} を比較し、±32 m/s 付近のデータの跳躍がある場合には±32 m/s の補正を行って、 V_i に関して連続分布とするデータ処理を方位角 256 方位について順次行う。

しかし、ソフトウェアでこのデータ処理を行う場合、補正開始方位角は特定値に設定されているので、もしその補正開始方位角において、VRD 分布がすでに±32 m/s だけバイアスされている場合には、補正後の VAD 分布自身もまた、全体として±32 m/s だけバイアスされたものとなっている。

この偽似 VAD 分布から正しい VAD 分布を得るには降水粒子の落下速度に着目する。すなわち、層状性降水雲の場合、雪片・雨粒子に対して、この落下速度は $-1 \sim -9$ m/s (Atlas, 1961) であることがわかっているので、式 (2.5) を用いて落下速度 V_F を求める。もし測定値としての V_F が $-41 \sim -33$ または $23 \sim 31$ m/s の場合、+32 または -32 m/s のバイアスを、その偽似 VAD 分布に加えることによって正しい VAD 分布を求めることができる。なお気象の分野ではドップラー速度の正負成分のとり方は上昇成分あるいは風下成分を正、下降成分あるいは風上成分を負にとっており、第 1 章で述べたようにレーダに近づいて来る成分を正、遠ざかる成分を負とする電気工学の分野における符号のつけ方とは逆となっている。

以上述べたレーダ距離方向と方位方向の折返し補正により求めた VAD 分布では、データの脱落

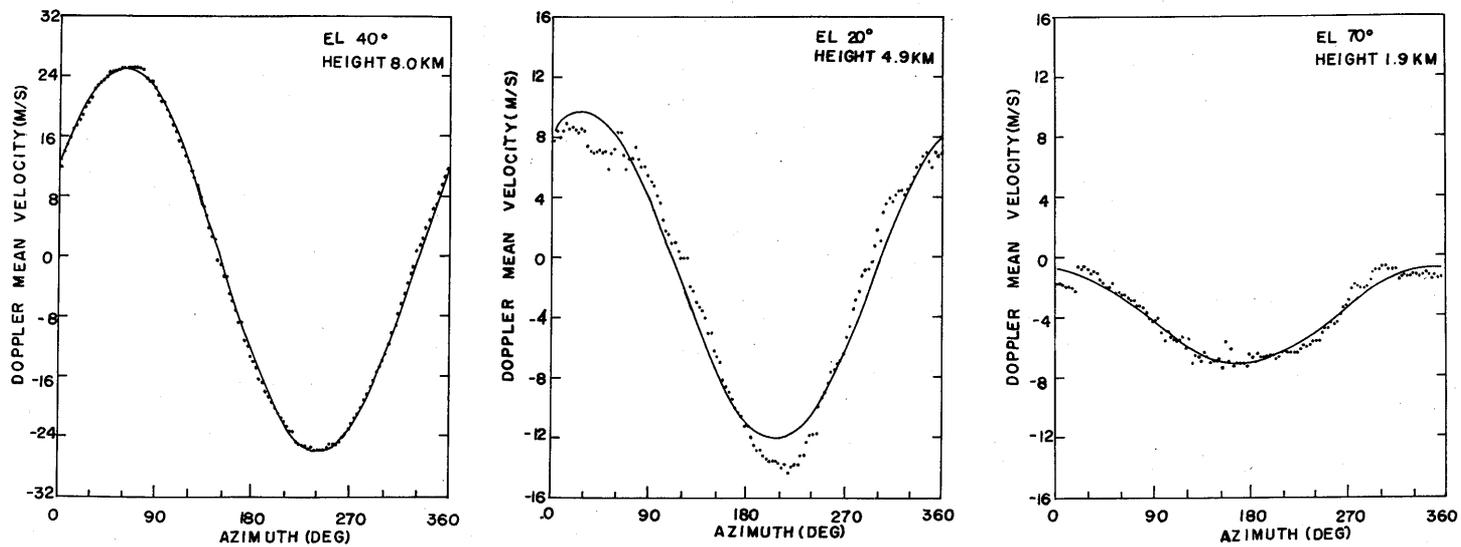


図 2.4 実際の VAD 分布例 (黒丸：実測値，実線：理論)。(左) じょう乱のない場合，(中) じょう乱のある場合，(右) 落下速度が不均一な場合

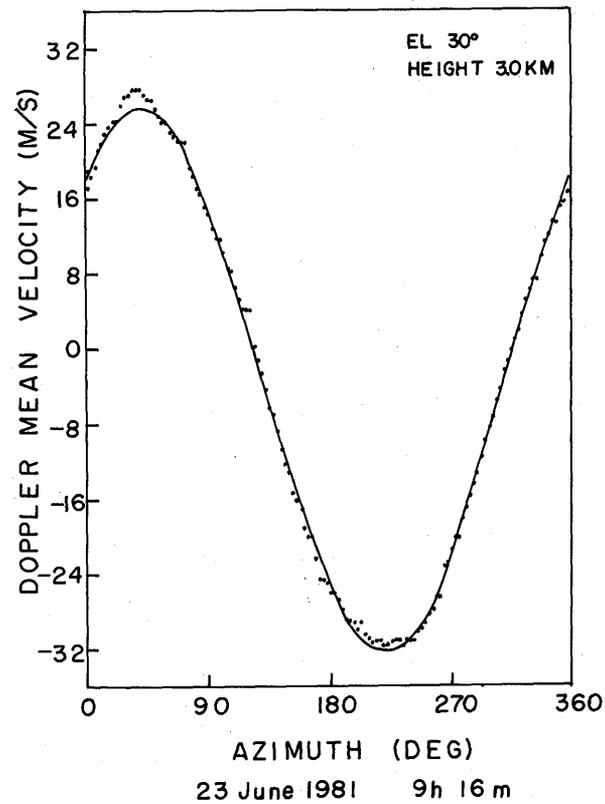
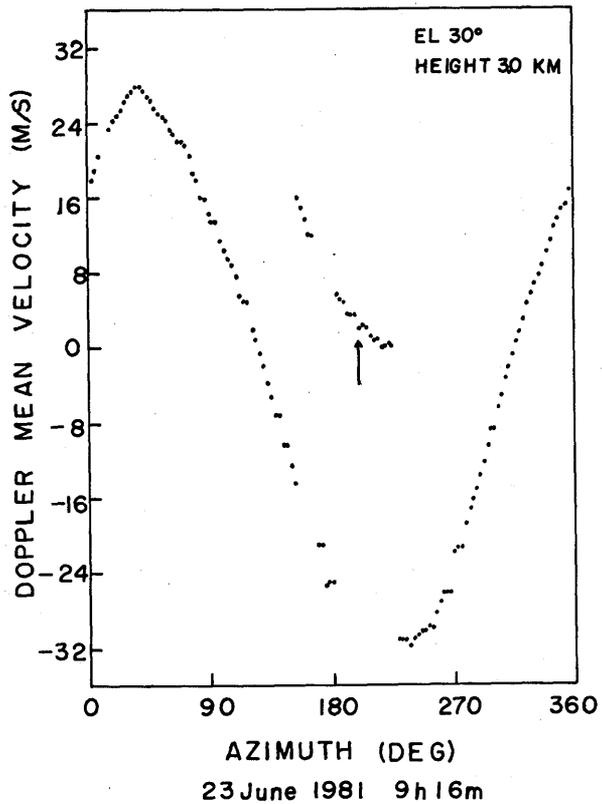


図 2. 5 方位方向に不連続データを伴った VAD 分布の補正。(左) 補正前、(右) 補正後

は考慮していない。しかし、実際上は層状性の降雨域が広域にわたって分布しているとは云へ、降水エコー域の一部が欠けたり、レーダ観測域が降水エコー域の端にかかった場合には VAD 分布データの一部が欠けることがあり得る。

その欠け方にしても、VAD データ 256 個の内の単に 1 あるいは 2 方位と云うような、比較的すくないデータ数が欠けている場合と、方位方向にそって広い範囲のデータがまとまって欠けている場合とがあり、それぞれの場合について補正の方法をかえている。

すなわち前者の場合には欠損データの両隣りのデータによる内挿によって補正を行うが、この場合ソフトウェアの構成によって脱落データ数を 1, 2... と任意にとり得る。このレーダの場合 1 箇所 1, 2 個の脱落データの補正が出来るようにしてある。この方法は、はなれた方位角領域に同様な脱落データがある場合にも同時に補正が可能である。また、後者については 2.2.6 であらためて述べる。

2.2.3 VAD 分布の実際

図 2.4 に示す VAD 分布において黒点は実測値で、実線は最小 2 乗法により求めた理論曲線である。これ等の例は 1980 年 7 月 2 日のものであるが、図 2.4 左は仰角 $\theta_e = 40^\circ$ 、高度 8 km の場合で、じょう乱がすくなく理論分布と良く適合している例である。図 2.4 中は $\theta_e = 20^\circ$ 、高度 4.9 km でじょう乱が大きく理論分布からの偏移が顕著である。図 2.4 右は $\theta_e = 70^\circ$ 、高度 1.9 km の場合である。速度成分がすべて負の領域にあるのは式(2.1)から理解出来るように、高仰角のためドップラー速度 V_D には降水粒子の落下速度成分が主に寄与しているためである。したがって理論曲線からの偏移は、主に雨域における方位方向での落下速度の不均一及び大地クラッタの干渉(零 m/s へのバイアス)によるものである。

2.2.4 ドップラー測定精度の評価法

実測 VAD 分布の理論曲線からの偏移は、水平風 V_H の一様性からのずれとしての、ウィンドシャー、収斂、発散、落下速度の不均一、大地クラッタの干渉及びデータの脱落等によって生ずるが、その誤差の見積りとしては標準偏差 σ 、誤差率 σ/V_H あるいは相関係数 ρ による方法があり、これ等は仰角別、高度別及び気象要素別に調べることができる。ここでは先ず標準偏差 σ による VAD 分布の精度とゾンデデータを基準としたドップラー測風精度について述べ、そのあとで相関係数による評価にふれる。

(1) 標準偏差による評価

標準偏差によるドップラー測風精度の評価法は現象を直観的にとらえ易い利点がある。図 2.6 は 1980 年 7 月 2 日の観測例で仰角 10° から 70° までを 10° ごとに求めた。 80° は極端に精度の劣化が認められるのであらかじめ除去してある。この例では大きく分けて 2 つの特徴が認められる。まず高度 3 km 以下では仰角が増加すると標準偏差値も増加している。すなわち、高仰角では水平風のピーム投影成分が減少し、一方、落下速度による投影成分が増大する。夏季この高度域ではレーダ反射

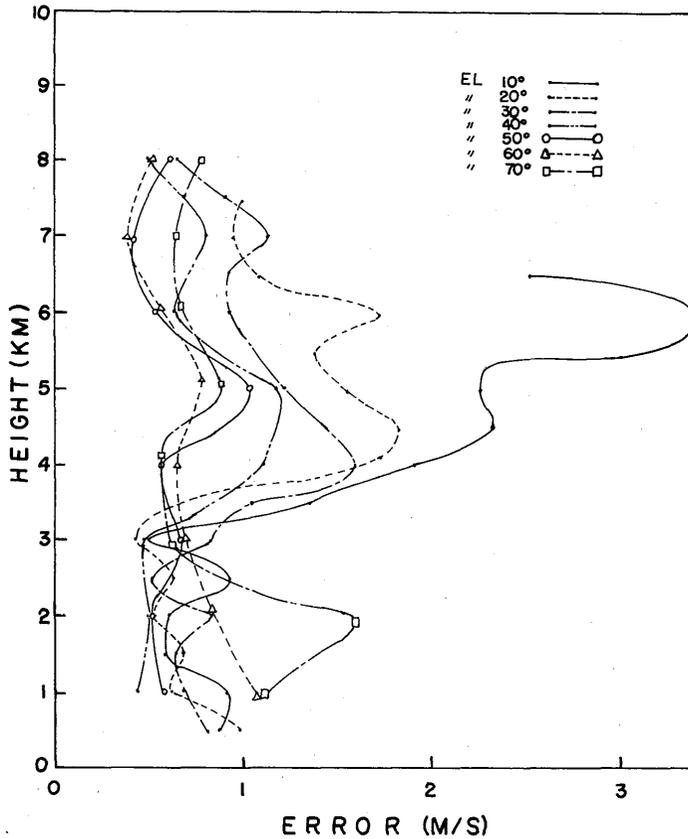


図 2. 6 VAD 理論分布からの偏移を、レーダ仰角をパラメータとして表わした標準偏差の高度分布。1980年7月2日21時。

に寄与するのは雨エコーであって落下速度は $-3 \sim -9$ m/s にわたっており、この落下速度の方位別不均一性が高仰角測定の場合大きく誤差に寄与している。これに対して、上層域では降水エコーに寄与するのは雪片でありその落下速度は $-1 \sim -2$ m/s である。したがって、方位方向における不均一があっても、ドップラー平均速度に及ぼす変動の影響は上層風の増加効果もあって下層に比べて無視し得る。

一方、3 km 以上の高度では低仰角ほど観測半径が広がるため、水平風の一様性がくずれやすくなり、それに伴って誤差も増大する。すなわち、高度 4.5 km と 6 km において仰角 10° と 20° で標準偏差値の増加が共通的に認められるのは、上述した一様水平風からのずれとしてのじょう乱が空間的に広がっていることを示唆している。

勿論、1980 年中に得た他の 3 例についても、すべてここで述べた高度領域に分けた誤差特性を明瞭に示しているわけではない。しかし、高度 3~4 km を境界として、傾向的にその下層では低仰角が、上層では高仰角が誤差特性から見てすぐれていることは確かであった。これ等の議論から低い

高度域では低仰角が、そして高い高度域では高仰角の方が VAD 分布から見た精度は向上することが期待できる。しかし、同一雲における上層風の測定において、仰角をかえてレーダ観測を行うことは、観測の煩雑さとデータの連続性の問題がある。したがって、全高度にわたって標準偏差値の許容範囲を一定値以下に留めるような仰角値を選ぶことができるならば、その仰角をもってドップラーレーダによる測風を行うことが可能である。

今、この観測例において、その許容値を ± 1 m/s 以内にとると、 50° 及び 60° 、 ± 2 m/s では $20^\circ \sim 70^\circ$ が VAD 分布測定に適した仰角となる。一方、別の面から見るとレーダ距離に沿ったサンプリング間隔が一定の場合、低仰角の方が高度に関するサンプリング密度が高まることと、式 (2.1) からわかるように低仰角の方がドップラー速度に対する水平成分の投影成分が大きくなるので、それだけ一般論として、水平風に対する感度の上昇が期待できる。このため前記の仰角範囲の内から標準偏差 ± 1 m/s では 50° 、そして ± 2 m/s では 20° の低位仰角あるいはその付近が最適仰角となろう。

図 2.7 は他の例として、1980 年 7 月 9 日の VAD 分布の標準偏差の高度分布を示したものであ

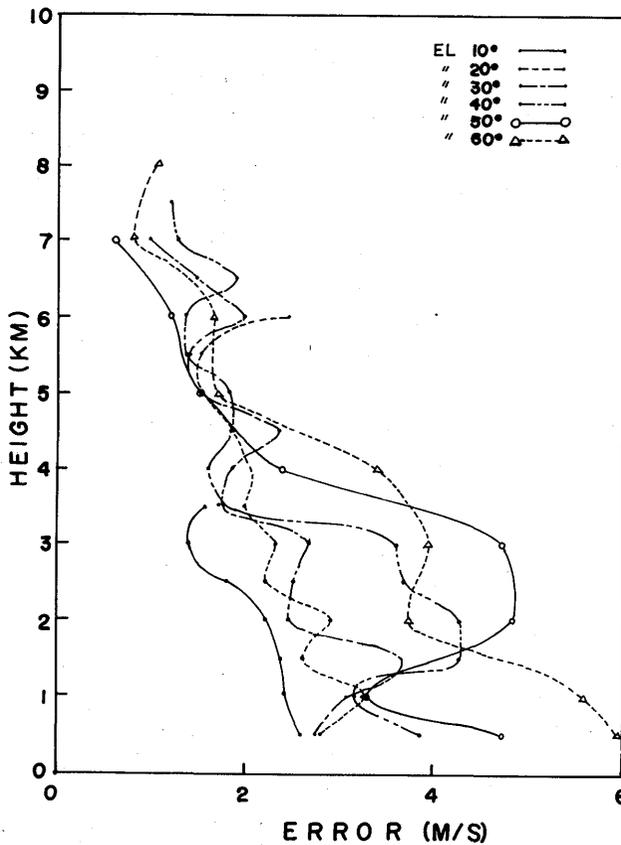


図 2.7 VAD 理論分布からの偏移を、レーダ仰角をパラメータとして表わした標準偏差の高度分布。1980 年 7 月 9 日 09 時。

る。標準偏差の値が前記7月2日の例(図2.6)にくらべて非常に大きく、この場合では高度4.5 km以下で ± 2 m/sを越えている。

しかし仰角による誤差分布の傾向は7月2日の例と対応している。このように個々の降雨によって誤差の高度特性は異なるが、仰角による誤差の増減は同様な傾向を示すことが1980年度中に行われた4つの観測から認められた。

(2) レーダとゾンデ測風データの比較

レーダ測風データは、気象研究所レーダ観測塔北東約200 mにある、高層気象台敷地内から飛場されたゾンデによる高層風データと比較を行い、その精度について調べた。

図2.8は1980年7月2日の風速・風向プロファイルであるが図が輻湊するため仰角 10° 、 30° 、 50° 及び 70° について示してある。また図において、降水エコー域の広がり制限のため仰角 10° における最大観測高度は他の仰角の場合より2 km以上下廻っている。

(1)で述べたVAD分布の誤差特性(図2.6)によると、仰角 10° の場合高度6 kmで最も標準偏差値が大きいことを述べたが、むしろこの仰角 10° 高度6 kmのレーダ測風データはゾンデの測風値と一致しており見かけ上最も良く対応していることがわかる。

各仰角ごとにレーダ測風データとゾンデデータをくらべると、高度3 km以下では仰角 10° 、 30° 、または3 km以上では 30° が全体として最も良く対応していた。すなわち、レーダ観測空間はレーダ地点を頂点とした掃鉢面上にあるのに対して、ゾンデは飛場点から風速に従って流されている。このため、高度3 km以下では両方式による測定領域が接近しているため、VAD分布の標準偏差値の減少する低仰角空間とゾンデ観測空間の対応が良い。

これに対して、3 km以上の高度ではVAD誤差が減少する高仰角におけるレーダ観測空間と風によって流されるゾンデ測風点はますます遠ざかっている。このような観測空間の隔たりによって、両空間における大気流の均一性が損われる結果、VAD分布としては誤差のすくない高仰角におけるレーダ測風プロファイルはゾンデのプロファイルと良い対応を示さないと云える。

図2.9は図2.8から仰角 30° におけるレーダ測風プロファイルとゾンデプロファイルの比較を示したものである。

図2.10には1980年7月9日のレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較を示した。図中高度3.5 km以下での3仰角レーダデータ相互間の開きの大きいことが特徴である。この場合図2.7の標準偏差分布を参照すると、仰角 40° 及び 60° では、この3.5 km以下では大旨そのrms誤差が ± 3 m/sを越えている。これに対して仰角 20° では ± 3 m/s以下であってゾンデとの対応も良く、この場合の観測仰角として最も適していることがわかる。

図2.11は1981年6月23日の台風8105が衰弱した熱帯低気圧による降雨の場合の風速・風向プロファイルである。仰角 30° におけるレーダデータを実線で示し、ゾンデデータを破線で示している。

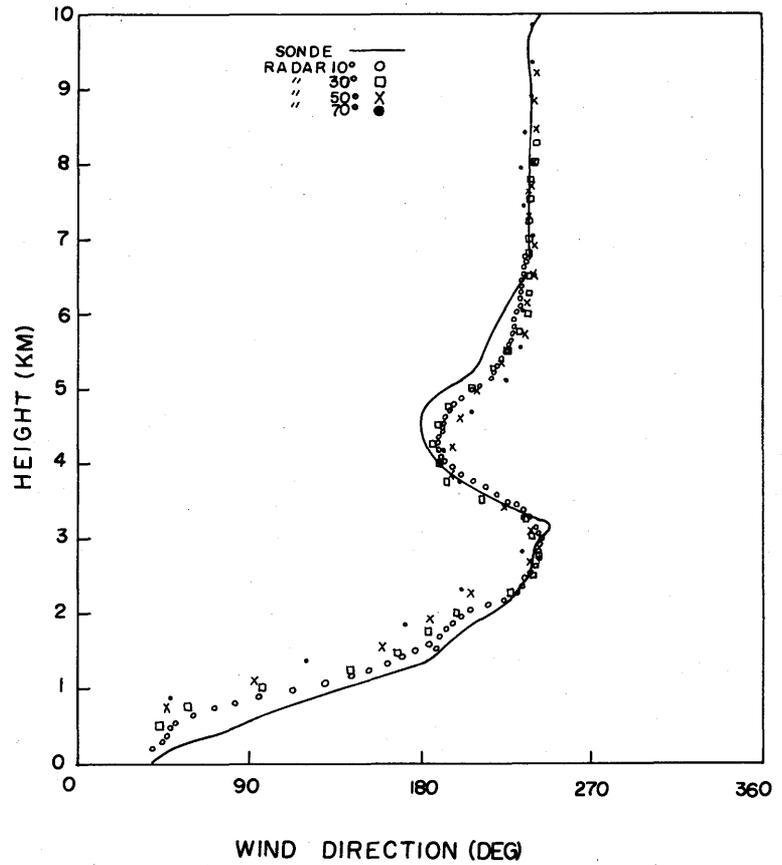
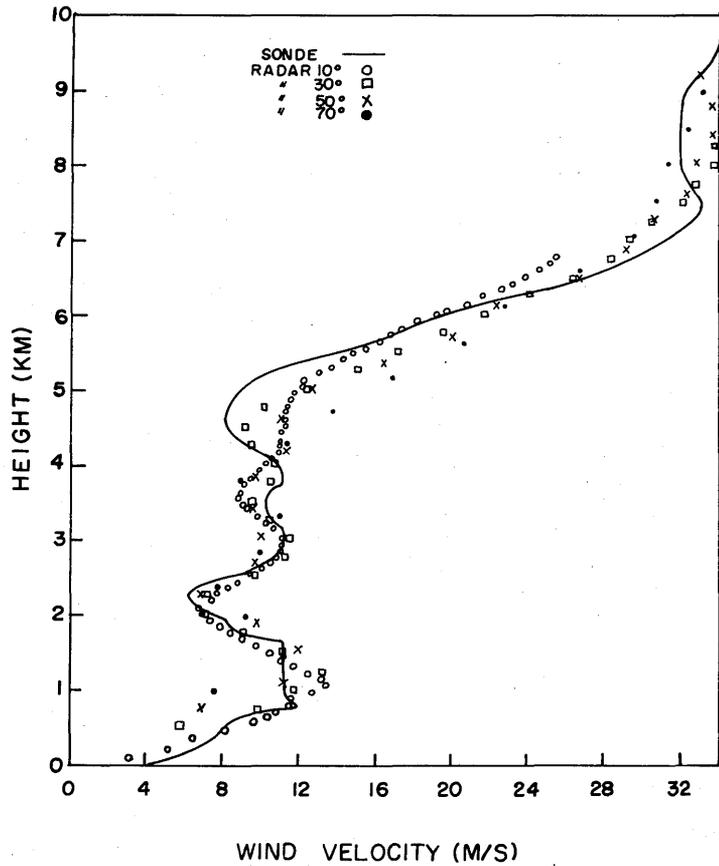


図 2. 8 仰角をパラメータとしたレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較。
1980年7月2日21時。

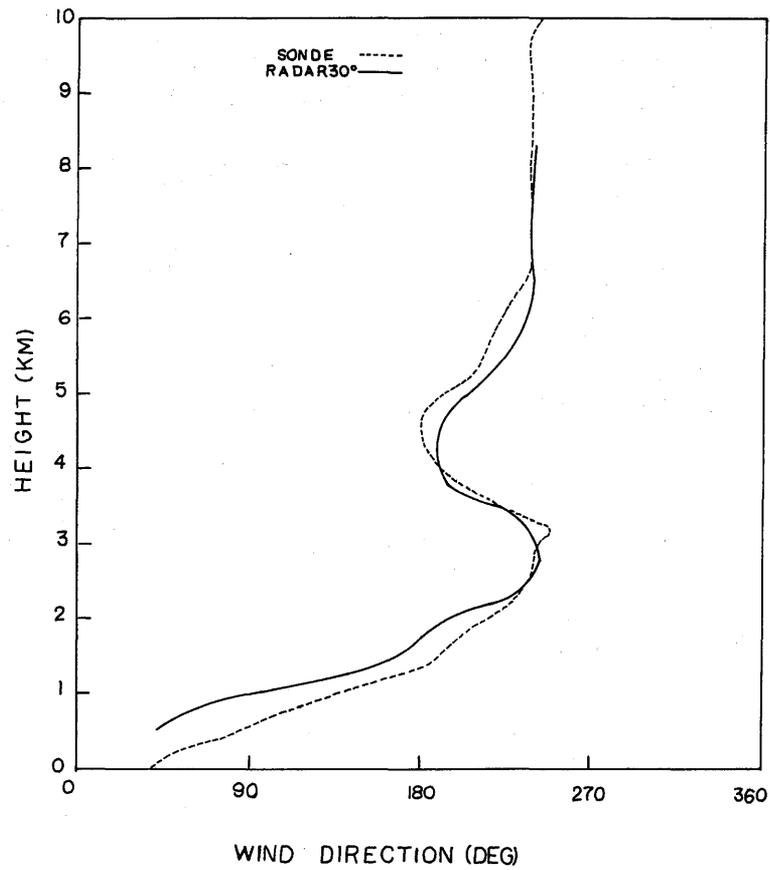
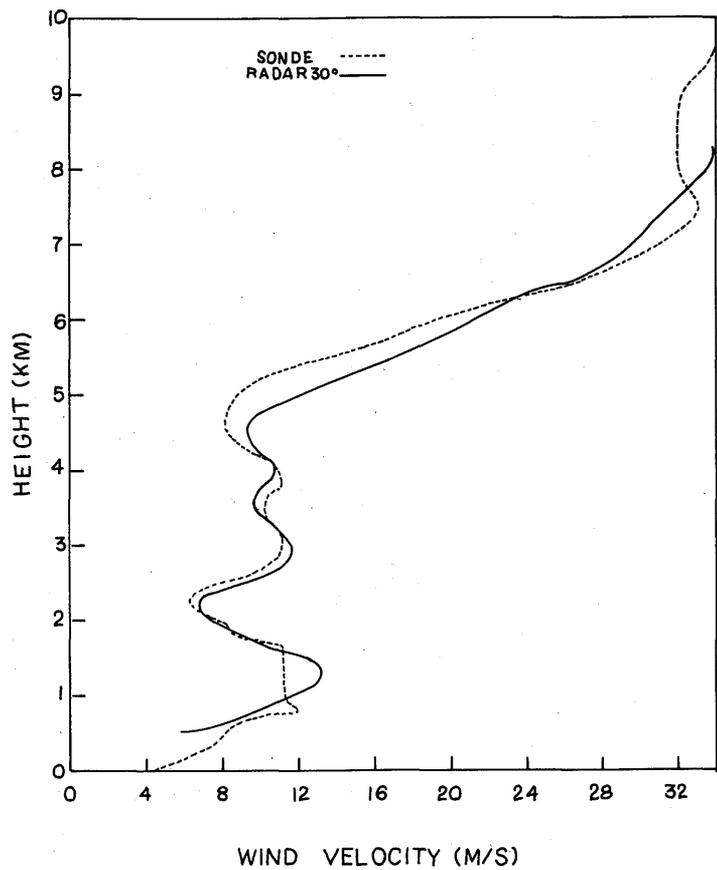


図 2.9 仰角 30° におけるレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較。1980年7月2日21時。

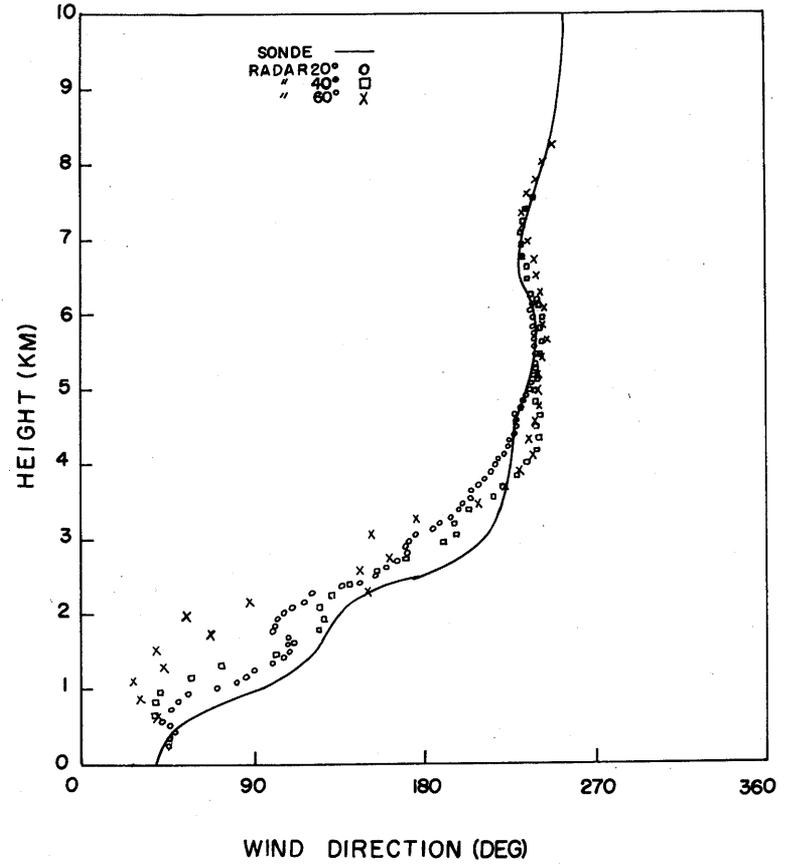
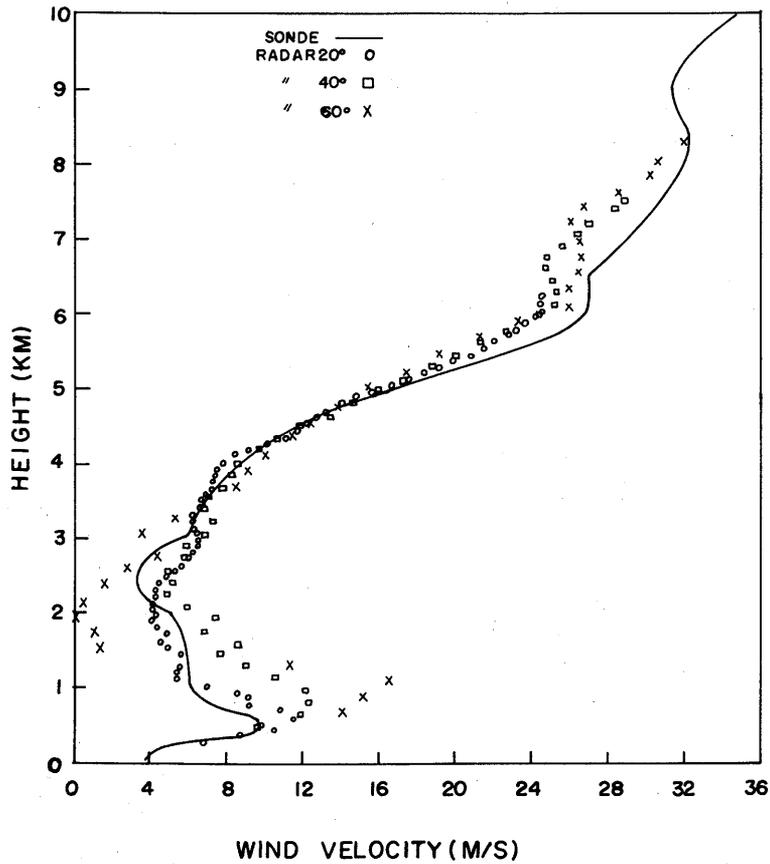


図 2.10 仰角をパラメータとしたレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較。
1980年7月9日09時。

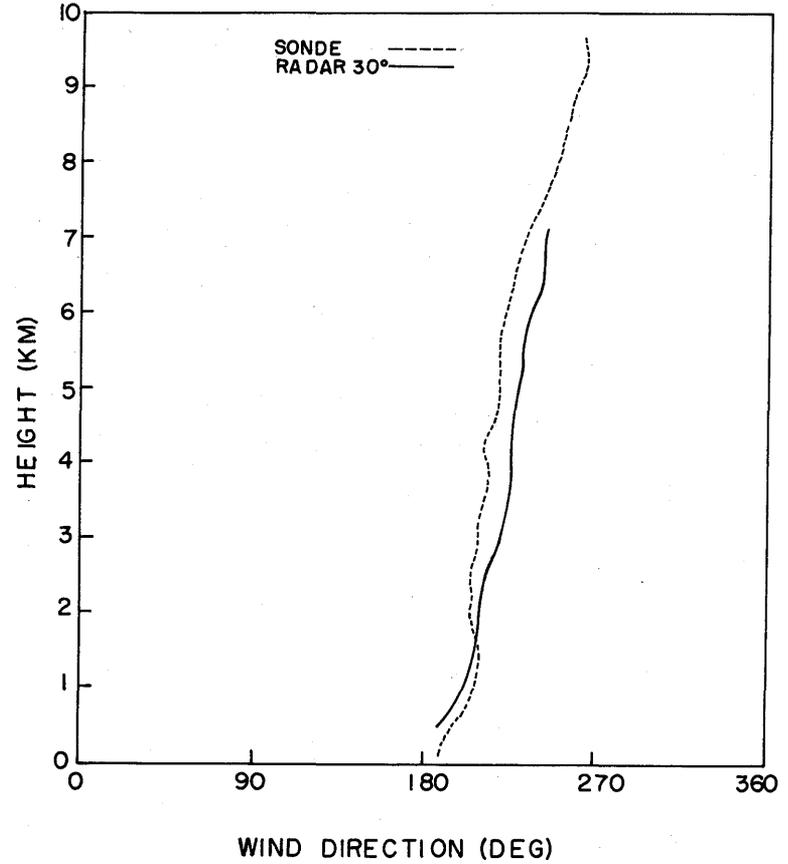
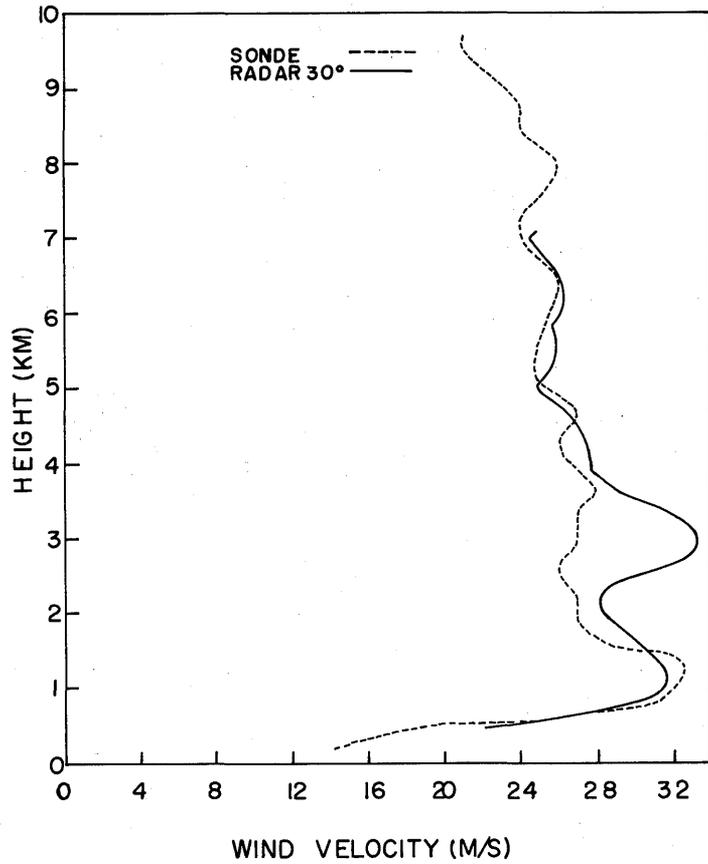


図 2.11 仰角 30° におけるレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較。
1980年7月9日09時。

この風速プロファイルの特徴は高度 3 km 付近におけるレーダとゾンデ両プロファイルの隔たりである。レーダではサンプリング高度間隔 125 m であって、高度 3 km で 33.4 m/s を測定し、一方、ゾンデは 27 m/s であってその上下の高度領域にわたってほとんど一様である。

この高度 3 km におけるレーダ測風データをあたえる実測 VAD 分布は、図 2.5 に示すように非常に良く理論分布にのっていることがわかる。この場合のレーダ観測空間は半径 5.2 km 上の円形領域であって、この領域では大旨一様な風域であったことを物語っている。これに対してゾンデ観測点はその飛場点あるいはレーダ観測点から北北東 13 km の水平距離にあった。

以上のことから、この例における台風のような異常気象時において、両方式による観測空間の違いが高度 3 km 付近における風速プロファイルの差を生じたものと云える。

図 2.12 は 1980 年にレーダ観測から得た測風データ 4 例についてゾンデデータを基準として求めた標準誤差を示す。この場合、両方式によるサンプリング高度はそれぞれ異なっているので 500 m ごとの高度に内挿した値から計算したものである。図からレーダ仰角が高いほど標準誤差が増加する傾向が認められる。また、図 2.9 の 7 月 2 日の例で述べた仰角 30° の場合のレーダの rms 測風精度は、図から ± 1.5 m/s, $\pm 16^\circ$ であった。また、図 2.11 の 7 月 9 日の例では仰角 30° において、 ± 1.8 m/s 及び $\pm 16^\circ$ であった。

2.2.5 相関係数による評価

2.2.4 (1) では VAD における実測分布の理論分布からの偏移を標準偏差で表わしたが、他の方法として相関係数または誤差率で表わす方法もある。ここでは 1981 年度に調べた相関係数によるレー

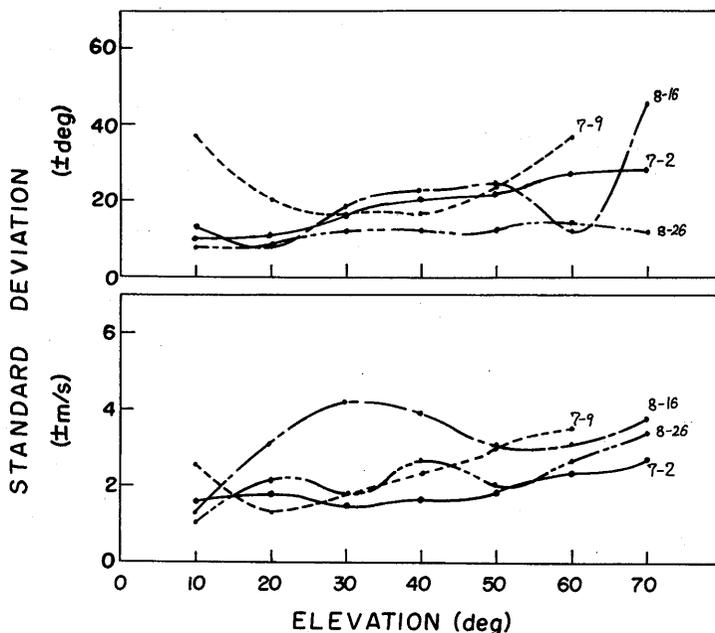


図 2.12 ゾンデを基準としたレーダ測風データの仰角別標準誤差分布 (1980 年)

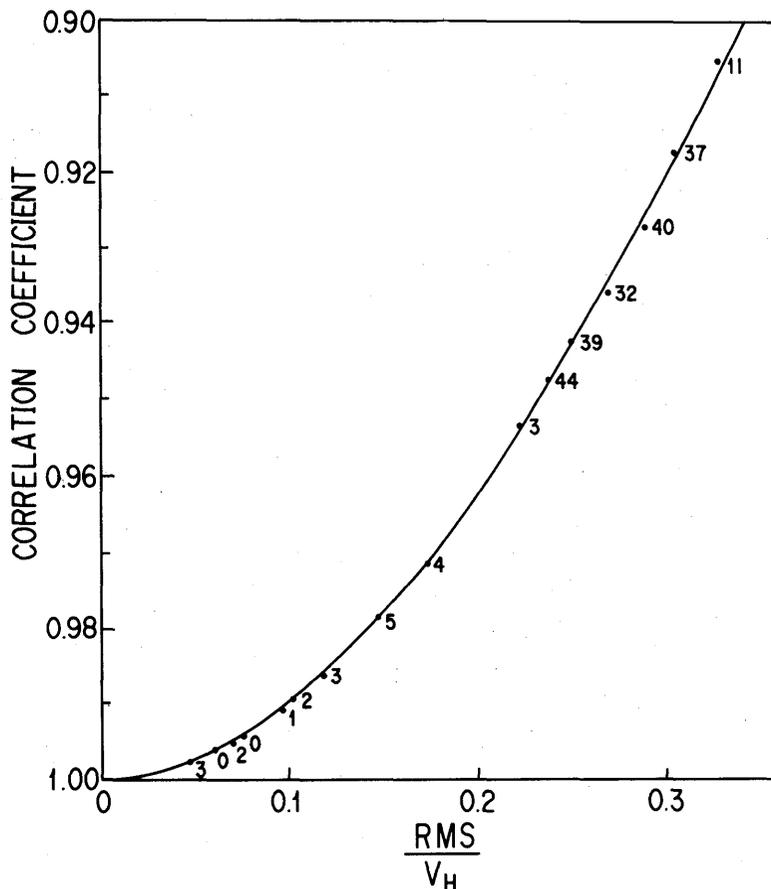


図 2.13 相関係数と誤差率の関係。1981年6月12日09時。

ダ測風精度についての概要を述べる。

図 2.13 には VAD データに関して相関係数 ρ と誤差率 (σ/V_H) の関係をプロットしてあるが、データのちらばりはほとんど見られず、最小 2 乗法から求めた回帰式は次式によってあたえられる。なお図中の数字は総数 256 個の内のデータの脱落数を示す。

$$\rho = 1.0 - 0.9465 \left(\frac{\sigma}{V_H} \right)^{1.995} \dots\dots\dots (2.6)$$

また指数を 2 に固定すると次式によってあたえられる。

$$\rho = 1.0 - 0.9616 \left(\frac{\sigma}{V_H} \right)^2 \dots\dots\dots (2.7)$$

上の回帰式から ρ あるいは σ/V_H をあたえれば一意的に他を決めることができる。一般に ρ は 2 現象間の対応度を表わす尺度として用いられているが、上の関係からすくなくとも VAD 分布における実測分布の歪を σ/V_H を通して定量的に位置づけることができたと言える。この場合、 $\sigma/V_H =$

0.1, 0.2, 0.3及び0.4に対する ρ はそれぞれ0.99, 0.96, 0.91及び0.85に対応している。

この相関係数を用いたVADの誤差特性を調べた一例を標準偏差によるものと一諸に図2.14に示す。その誤差特性は大きく3つの領域にわけられる。第1は高度約2 km以下であって、高度がさがる程 ρ は減少し、特に1 km以下では顕著である。この理由は2 km以下で σ は ± 1 m/s以内であるが、高度1 km以下で風速 V_H が6 m/sから漸次減じており、 V_H が減少してもそれに伴って σ が減少していないために生ずる正規化関数による見積り誤差である。

一方、仰角 10° を除いて2 kmから6~7 kmまでは ρ は0.98以上、 σ/V_H では $\pm 14\%$ 以内で測定されており、このように良い ρ の値が得られるのは、 σ の値が下層における値に大旨等しいものにもかかわらず、この領域における風速の増加によるものである。

高度6 kmを超えると急激に ρ が劣化するのは雲頂付近のため降水エコー域が欠けVAD分布の方位方向256個のデータ中のデータ脱落数の増加によるものである。なお、高仰角程、高々度まで測風データが得られるのは、一定高度におけるレーダサンプリング空間がせばまり、かつレーダ直距離も減少することによりエコー強度が相対的に増加することによる。

2.2.6 データの脱落の補正によるレーダ測風精度の改善

VAD分布から測風データを得るための精度の限界を決める要因として、VADデータの脱落がある。VAD分布をあたえる方位256個のデータの内、その脱落数の限界は風向に対する相対位置でかわるので一概には決らないが、今迄の観測例では有効な測風データを得るために許される限度は20個前後であり、全体の8%ほどである。このような比較的すくないデータの脱落によって劣化する測風精度の改善を図るための補正方法を開発した。

この方法は逐次近似法であって1981年6月12日の例について図2.15に従って説明する。まず、図2.15左でエコー域の欠けている方位のドップラー平均速度を $V_D=0$ とおいて最小2乗法により実線で示される理論曲線を求める。この結果、エコーの欠けている方位の V_D として、その理論曲線から得た値を初期値として計算を繰返す。このような手法により、前後の計算における標準偏差の差があらかじめ設定した値以下になった処でその計算を終了する。最終結果を図2.15右に示す。この場合の近似計算の回数は、方位方向のデータ総数256個の内20個の脱落で3回程度であった。以下、40個で5回、60個で8回と脱落数の増加と共に計算回数も増すが、最大194個の脱落数に対しては20回の計算を行い、その時の相関係数 ρ の値は0.9972を得た例もある。

図2.16は補正前後における ρ の垂直分布の比較を示している。相関係数 ρ の限度を0.96にとる補正前は高度2.2 kmまでであったのが、補正後は高度6.2 km以上にわたって有効な垂直プロファイルの範囲を広げることができた。なお2.5 km付近の ρ の低下は大気じょう乱によるものであって、この場合の補正対象外である。

図2.17は1981年6月12日のレーダ仰角 10° とゾンデの風速・風向プロファイルの比較を示す。図中矢印の位置は前記のデータ脱落による補正を行う前の測風高度限界である。脱落データの補正

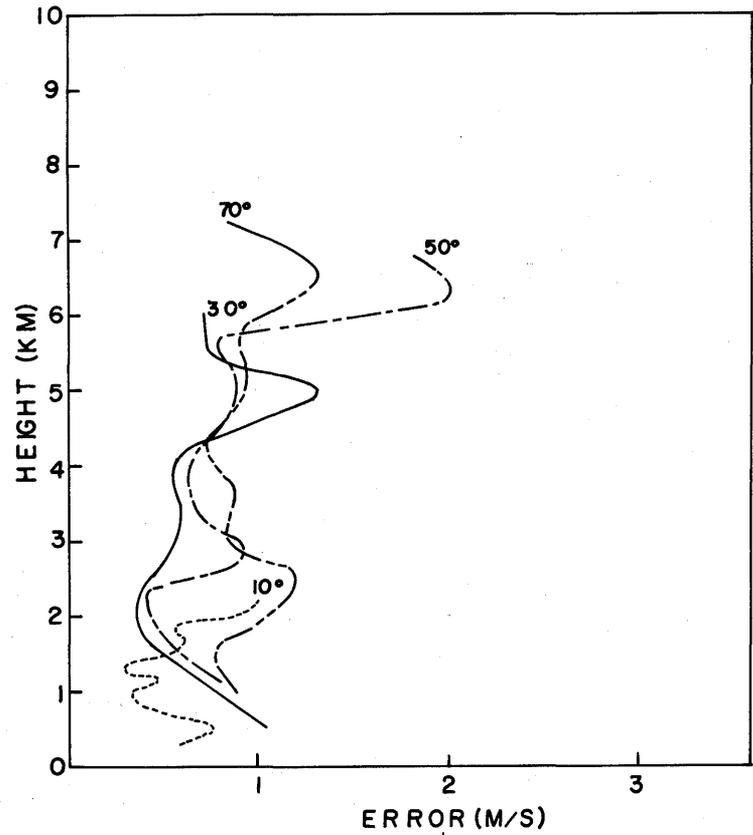
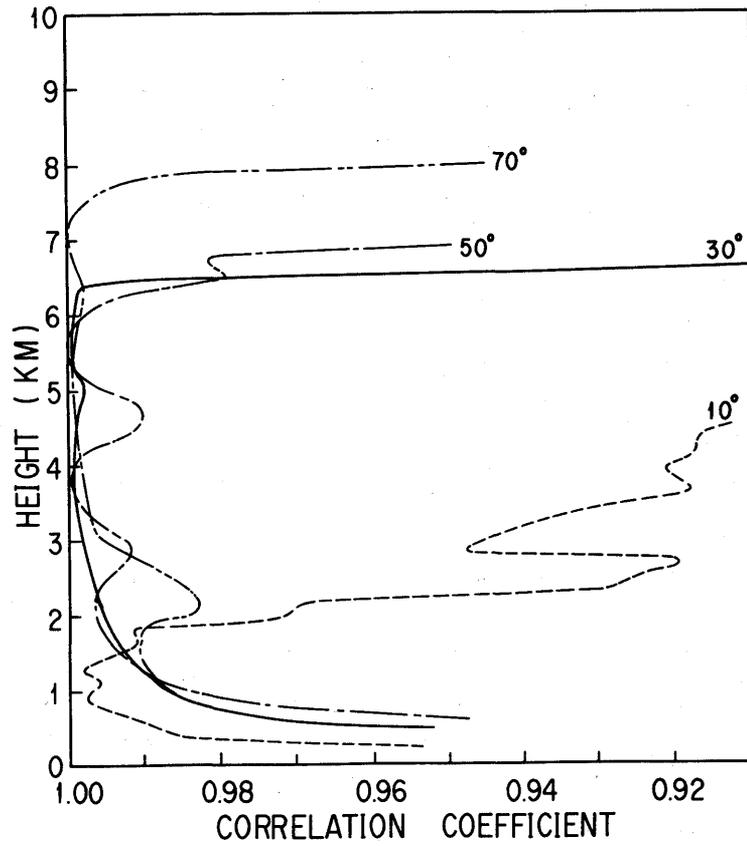


図 2. 14 VAD 理論分布からの偏移を、レーダ仰角のパラメータで表わした誤差の高度分布。1981年6月12日09時。(左) 相関係数、(右) 標準偏差。

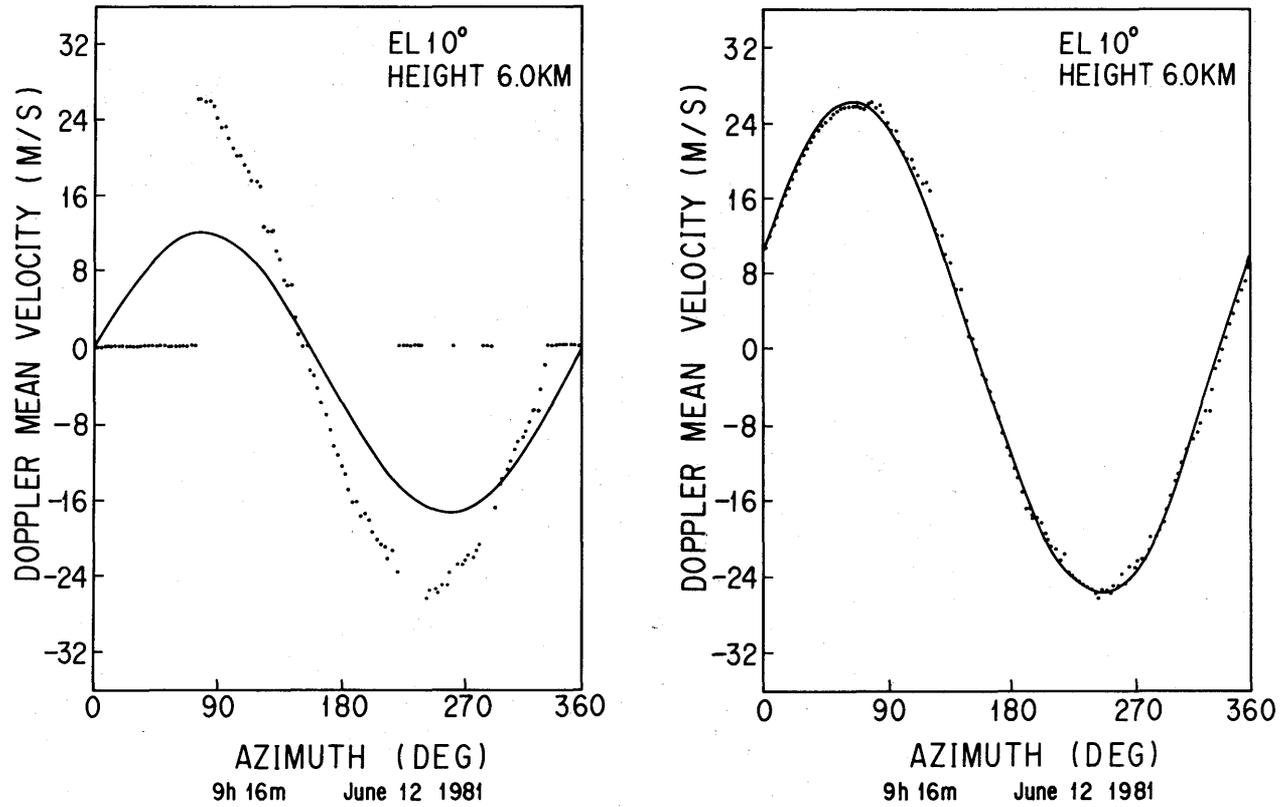


図 2. 15 VAD 分布におけるデータ脱落の補正。(左) 補正前、(右) 補正後。

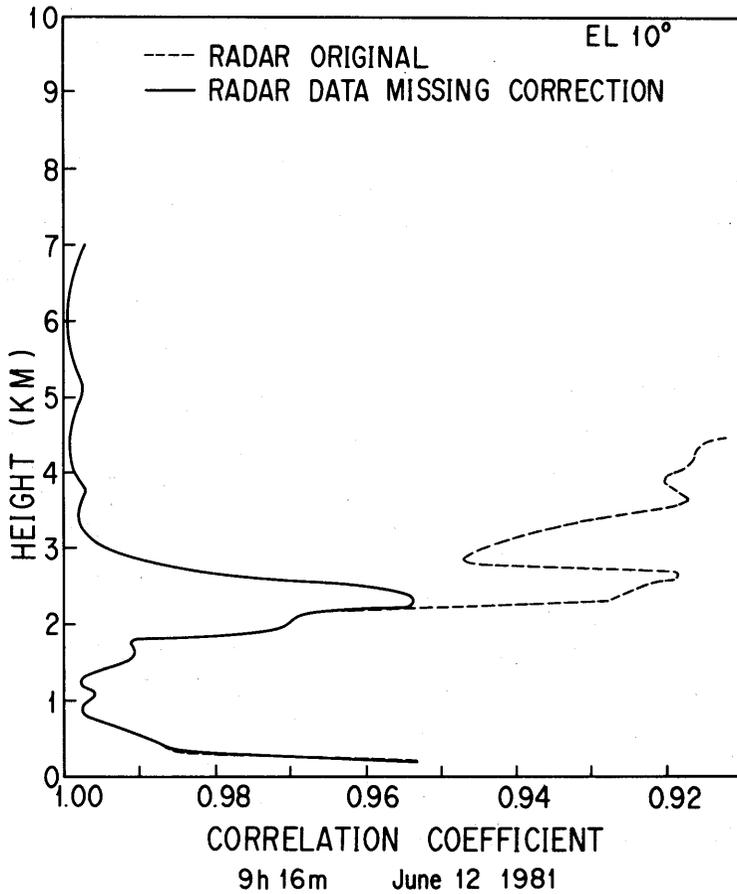


図 2.16 VAD データの脱落の補正前後における相関係数の改善。
1981年6月12日09時。

によって、図では高度 4.5 km まで測風範囲が広がったことを示している。なお、図 2.16 の高度 2.5 km 付近における相関係数の劣化の影響は、ゾンデとの比較の上では何等認められていない。なお、参考のために同じ観測時におけるレーダ仰角 30° の場合についても図 2.18 に示した。この場合の脱落データはなく、したがって補正も行われていない。

2.2.7 一様風測定の評価規準

ドップラーレーダによる測風観測から、一様風と云っても自然風は多少なりとも変動しているので、VAD 実測分布も理論分布からの歪が常につきまとっていることがわかった。このため、VAD 方式による測風において、一様風の測定として、どの範囲まで rms 誤差を許容できるかと云うことが問題となる。

第 1 に考えられることは、種々なレーダ仰角で観測した場合、それ等における VAD 分布の rms 誤差がすべて同じかあるいは大旨同じ場合であるが、これは観測空間にわたって、みだれが均一で

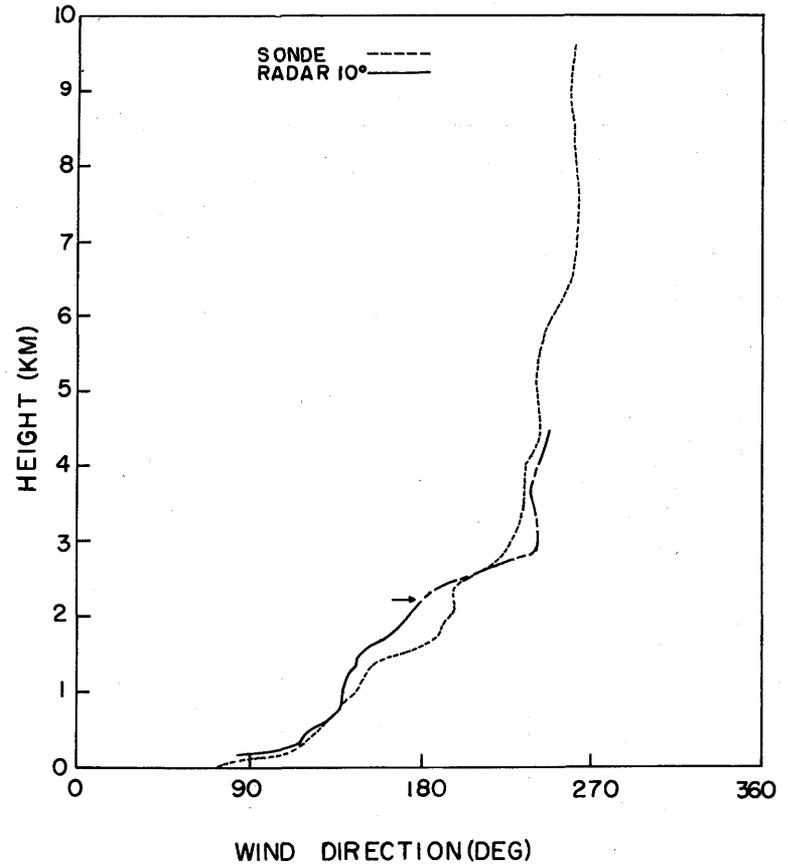
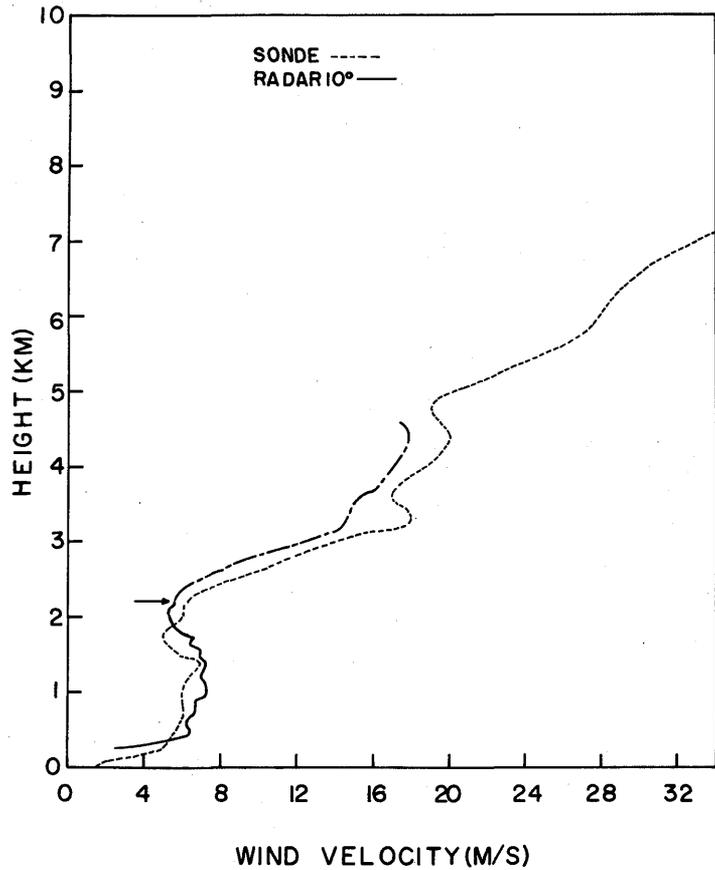


図 2. 17 仰角 10° におけるレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較。矢印より高い高度は VAD データ脱落の補正により拡大された測風範囲。
1981年6月12日09時

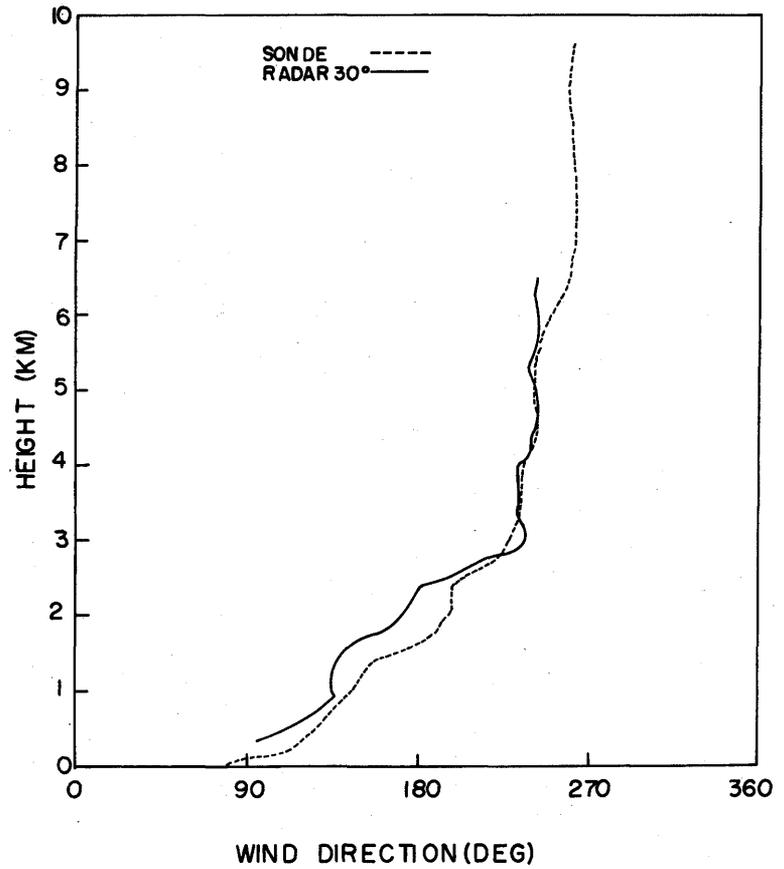
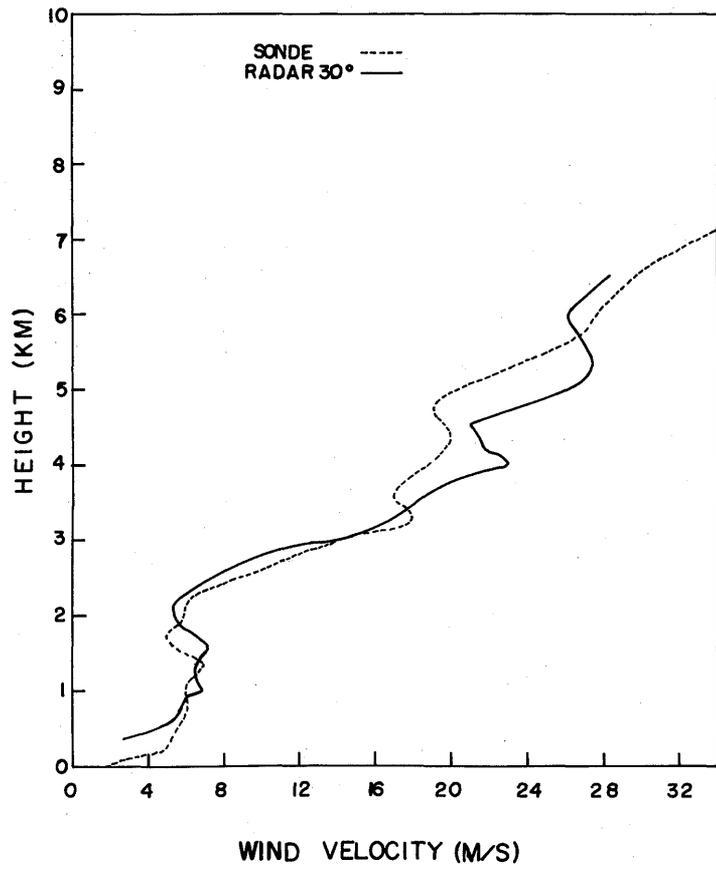


図 2.18 仰角 30° におけるレーダとゾンデによる測風プロファイルの比較。
1981年6月12日09時。

あると云うことであって必ずしも一様風とは云えない。このため VAD 誤差分布だけだと、一様風のデータとして用いるかどうかはそれぞれの利用者による、rms 値のしきい値の選び方に依存することになる。

したがって実用上は次のように考える。レーダとゾンデとが異なる空間で観測している大気流が真に一様風であれば両方式による測風プロファイルは完全に一致しよう。しかし、現実には多少なりとも、じょう乱を伴っているとすれば、異なる空間で観測しているレーダとゾンデ故そのプロファイル間に差が生じて当然である。

そこで、1つの考え方として、1980年度レーダで観測した4例の中で、rms 誤差が最もすくない7月2日の場合を選び、この時の大気流は一様性であったとする。すると、この時の両方式間の測風データの不一致は一様大気流が本質的にもっている不均一性とするのである。

この時図2.9から仰角 30° における風速値の差は 2 m/s と読みとることができる。したがって図2.6から 30° におけるrms 誤差の最大として $\pm 1.6\text{ m/s}$ 、近似的に約 $\pm 2\text{ m/s}$ を認めることにすれば、この値がドップラーレーダによる一様性大気流測定の限界とすることができる。

この考え方を図2.7に示した7月9日の場合に適用すると、rms $\pm 2\text{ m/s}$ 以内の高度範囲は 4.5 km 以上であって、図2.10の風速プロファイルでも 4.5 km 以上の高度ではレーダデータ相互間の対応とゾンデに対する対応がともに良い。しかし、図2.7で高度 3.5 km 以下では仰角 40° 及び 60° はrms 誤差は $\pm 2\text{ m/s}$ を大きく越えており、これに対応してレーダデータ間のまとまりも悪い。一方、仰角 20° ではrms 誤差は大きくとも $\pm 3\text{ m/s}$ 以下でゾンデとも良く対応していることがわかる。

したがって今後単一ドップラーレーダの方式で一様大気流を測定する場合、VAD 分布のrms 誤差として、 $\pm 2\text{ m/s}$ を1つの測定規準とすることができる。

なお、今までの議論は個々のVAD 分布の実際を認識しないで、直接、観測・信号処理・表示を行う場合について求めた。この場合、個々のVAD 分布を図形表装置でモニタしながら会話方式により、その理論分布からの歪部分を除外する等の操作によってrms 誤差の改善が可能であり、一様風測定の高度範囲を拡大することができる。

2.2.8 あとがき

ドップラーレーダ測風観測域にわたって、降水エコー域が分布している場合を対象として、VAD 方式すなわち単一レーダ方式による一様性大気流の測風精度を調べた。

レーダ設定仰角は、一様風を仮定できるサンプリング空間の大きさと降水粒子の落下速度の方位別不均一性によって決るが、ゾンデデータとの比較を含めて総合的に仰角 30° 付近が適していることがわかった。

また、VAD 分布の標準偏差が $\pm 2\text{ m/s}$ 程度迄一様性大気流として扱えることがわかった。しかし、個々の例では厳密に $\pm 2\text{ m/s}$ を越えてならないものではなく高度に関する誤差分布が増加する過程において $\pm 3\text{ m/s}$ 程度でも許容できる場合があった。この原因の1つはVAD 分布において主要な

誤差を生ずる方位が風向方向にあるか否かによるものであった。

この節では VAD 分布の誤差の評価に関して相関係数による方法についても述べた。この方法は σ/V_H の正規化関数によってあたえられるので直観的に使いにくい点が不便である。ただ、 ρ と σ/V_H の関係が非常に明瞭に式 (2.6) または (2.7) で表わすことが出来たのは、相関係数に対する量的見積りをはっきりできた点で意義深いと考え得る。

今後、とり組むべき課題として3つの項目があげられる。第1は低仰角観測においては、地表付近またはレーダ近傍では降水エコーへの大地クラッタの干渉が無視出来ないで、この干渉を除去する技術を開発することである。現在シミュレーションによる研究を終了し、装置の試作に入れる段階である。

第2はドップラー速度折返し補正技術であって、孤立雲あるいは点在する雲についてはこの節で述べた方式では処理できない。このため、これら孤立雲に対しても雲域内における連続ドップラー平均速度分布を再現するための技術を開発することである。これについては、すでに概念設計を終了し、次段階としてシミュレーションを含む詳細設計を計画している。

第3は単一ドップラーレーダによって豪雨域内の複雑な風の分布を測定する技術を開発することである。気象研究所は1982年以降2台のドップラーレーダの方式によって、台風・雷雲等による雨域内の収斂・発散等を伴う複雑な風の分布の測定を行っている。

しかし、2台のレーダを用いる方式はシステムの展開、観測及び信号処理等色々の面で煩雑化し、また常に可能とは限らない。このため、将来ドップラーレーダを広く気象観測に利用する立場からは、このような場合にも、一台のドップラーレーダ方式が確立されれば極めて都合が良い。

気象研究所では上記3つの成果を総合して、ドップラーレーダによる気象観測技術の改善を指向している。このことにより、降水気象学の研究の発展は勿論のこと、現在気象庁が進めている気象レーダのデジタル化システムの展開の終了後(5~10年)を目標に定めて、ドップラーレーダの気象業務への導入を考慮している。また、特に近時、広く社会の関心を集めている、飛行場における航空機の離着陸に際して問題となる低層ウインドシャー検出システムの開発にも寄与し得るものである。

2.3 2台のドップラーレーダを用いた観測と解析*

2.3.1 観測原理

風の算出に関する基本的な方法は Armijo (1969) が提案している。3次元の直角座標上の任意の点において、2台のドップラーレーダによって測定された雨滴のドップラー速度を V_1 、 V_2 とすると、空気の流れ(風速)の3成分 u 、 v 、 w は次式で表わされる(図2.19参照)。

* 石原正仁：台風研究部

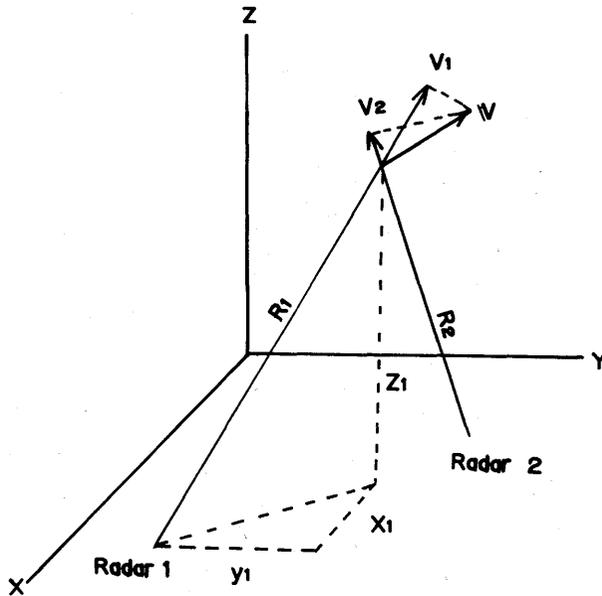


図 2.19 雨滴の速度 \mathbf{V} と、2つのレーダで観測されるドップラー速度。 V_1, V_2, R_1, R_2 はそれぞれのレーダと雨滴の距離を表わす。

$$R_1 V_1 = x_1 u + y_1 v + z_1 (w + v_t) \quad \dots \dots \dots (2.8)$$

$$R_2 V_2 = x_2 u + y_2 v + z_2 (w + v_t) \quad \dots \dots \dots (2.9)$$

ここでは、 R_i は各レーダと雨滴までの距離で、

$$R_i = (x_i^2 + y_i^2 + z_i^2)^{1/2} \quad \dots \dots \dots (2.10)$$

(ただし、 $i=1$ 又は 2)、と表わされる。 v_t は雨滴の終端落下速度である。 v_t の直接測定はできないが、Rogers (1964) はレーダ反射因子 Z_e (以後、反射強度と言う) から v_t を導いた。この式に Foot and duToit (1969) による空気密度の補正を加えて、

$$v_t = -3.8 \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} Z_e^{0.0714} \quad \dots \dots \dots (2.11)$$

から求める。ここで ρ_0 と ρ は地上と雨滴の存在する高度での空気密度である。式 (2.8), (2.9), (2.11) から、

$$u = \frac{1}{x_1 y_2 - x_2 y_1} [R_1 V_1 y_2 - R_2 V_2 y_1 + (Z_2 y_1 - Z_1 y_2)(w + v_t)] \quad \dots \dots \dots (2.12)$$

$$v = \frac{1}{x_1 y_2 - x_2 y_1} [R_2 V_2 x_2 - R_1 V_1 x_1 + (Z_1 x_2 - Z_2 x_1)(w + v_t)] \quad \dots \dots \dots (2.13)$$

Ogura and Phillips (1962) によると、非弾性系の連続の式は、

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \dots\dots\dots (2.14)$$

上式より、

$$\frac{\partial(\rho w)}{\partial z} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0$$

したがって、高度 z_n での w は、

$$w_n = \frac{\rho_1}{\rho_n} w_1 - \frac{1}{\rho_n} \int_{z_1}^{z_n} \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \dots\dots\dots (2.15)$$

ここで、 w_1 は z_1 における境界条件を表わす。式(2.11)、(2.12)、(2.13)、(2.15)により、風速の3成分 u, v, w を求めることができる。

2.3.2 レーダの配置の理論と実際

2台のレーダをどのように配置し、どのような観測網を設定するかは、レーダの特性と算出される風の精度を考慮して決定される。

Lhermitte and Miller (1970) によると、2台のレーダと目標物の3点のつくる角度を β とするとき、各レーダによって測定されるドップラー速度の誤差分散 σ_1^2, σ_2^2 と、計算された水平風速の東西、南北成分に含まれる誤差分散 σ_w^2, σ_s^2 との間には

$$\frac{\sigma_w^2 + \sigma_s^2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} = \operatorname{cosec}^2 \beta \dots\dots\dots (2.16)$$

の関係がある。したがって、2台のレーダを結ぶ線の中点から任意の距離にある目標物を観測する場合、レーダの間隔を $2d$ とすると、 $2d$ が大きいほど精度良く水平風が算出できる。又、 $\operatorname{cosec}^2 \beta = b$ とし、 $b(\sigma_1^2 + \sigma_2^2)$ 以下の誤差で水平風が算出できる領域の面積、 $A_1(\beta)$ は、

$$A_1(\beta) = 2d^2 \operatorname{cosec}^2 \beta (\pi - 2\beta + \sin 2\beta) \dots\dots\dots (2.17)$$

で表わされる。

一方、レーダの空間分解能 s を、ビーム幅 Δ と、レーダと目標物との距離 r によって $r\Delta$ と定義すると $s \leq r\Delta$ の領域 $A_2(R)$ は、

$$A_2(R) = 2R^2 \left\{ \cos^{-1} \left(\frac{d}{r} \right) - \frac{d}{r} \left(1 - \frac{d^2}{r^2} \right)^{\frac{1}{2}} \right\} \dots\dots\dots (2.18)$$

である。

Davies-Jones (1979) は A_1 と A_2 に共通な領域を $A_{12}(\beta, R)$ と定義し、 A_{12} を b と $2d/r$ の関数として表現した。したがって、2台のレーダの配置は、 β と r を第一義に考慮して決定されるべきである。しかしながら実際には、可搬型3cmレーダの設置場所については、周辺の見通し、電源の確保、保安等の問題も考慮する必要がある。3cmレーダは1982年には千葉県野田市の利根川の提防(2

d=23 km)に設置し試験的な観測を実施した。1983年から現在までは、埼玉県庄和町の江戸川の堤防 (2d=28 km) に設置し、7~10月の期間、観測を行っている。図2.20は南北2つの観測領域を示し、各領域内では $b \leq 4$ ($\pi/2 \geq \beta \geq \pi/16$), $s \geq 1.3$ km の条件を満たしている。

2.3.3 観測とデータの編集

観測はまず5 cm レーダによる、200 km レンジの PPI による反射強度モードによって、観測対象を見出し、その移動を追跡することから始まる (監視モード)。図2.20に示した観測領域内に対象が入ると、2台のレーダによる共同観測 (デュアルモード) を開始する。

デュアルモードの観測では、それぞれのレーダが同期して南北いずれかの観測領域を被うような扇形の PPI を行いながら、仰角を段階的に増して、反射強度とドップラー速度の3次元的なデータを取得する。これを3次元走査と言う。1回の走査に要する時間は、扇形の大きさと仰角の数に依存するが、一般に5~6分間である。3次元スキャンは通常、南北の観測領域を交互に3回ずつ行われる。これは対象の移動と発達衰弱を追跡することと、別の対象が観測領域内に侵入してきた場合の見落しを防ぐためである。2台のドップラーレーダに加えて、別の通常レーダによって対象を常時監

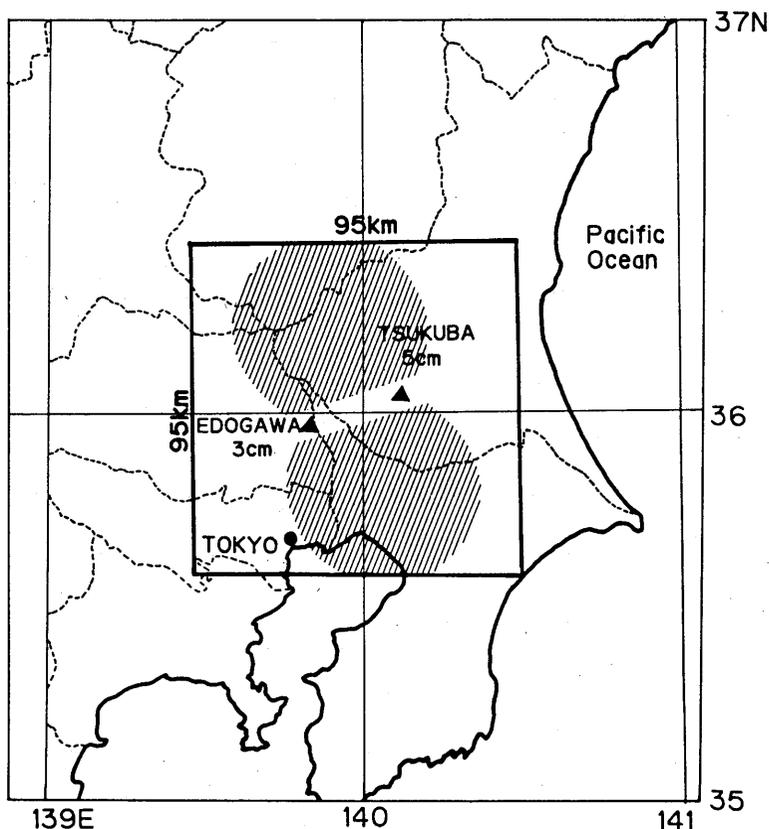


図 2.20 2台のドップラーレーダーと南北2つの観測領域 (斜線部)。

視すれば、デュアルモードの観測はより円滑に行えるであろう。

1回のデュアルモードの観測が終ると、5 cm レーダは監視モードにもどり、3 cm レーダは対象の REI 観測を行う(シングルモード)。線状エコーなどの2次元性の強い対象の解析には、このシングルモードのデータが有効である。

デュアルモードの観測には、通常約50分、シングルモードには約10分の時間を要する。対象が観測領域内にある限り、これらのモードを繰り返し、領域外に出るか消滅すると、5 cm レーダの監視モードにもどる。

以上のようにして磁気テープには種々のモードのデータが混在して取得される。データの解析にあたっては、まず3次元走査のデータだけを取り出し、1つのファイルを作製する編集作業を行う。磁気テープ上のデータフォーマットは、レーダによって異なるが、Ray(1980)によると、米国では解析者の便宜を計るために、共通のフォーマットが決められている。現在気象研究所ではこのフォーマットは採用していないが、参考のため付録3に掲載する。

2.3.4 折り返し補正

ドップラーレーダによって測定し得る最大のドップラー速度を Nyquist 速度、又は折り返し速度と言ひ、 V_N で表わす。レーダの繰り返し周波数(データ、サンプリング回数に相当)を F 、波長を λ とするとき、

$$V_N = \frac{F\lambda}{4} \dots\dots\dots (2.19)$$

である。これは、 $F/2$ より高い周波数を持つ波に対してはサンプリングが粗いため周波数を正しく認識できないことに起因している。真のドップラー速度を V とするとき、 $|V| > V_N$ であれば、 $V \pm 2V_N$, $V \pm 4V_N$, ... のドップラー速度となって測定される。例えば $V_N = 16\text{m/s}$ の時、 $+18\text{m/s}$ は -14m/s に、 -35m/s は -3m/s として表現される。したがって、データの処理に際して、まず“折り返されているドップラー速度”を補正して真のドップラー速度に直す作業(折り返し補正)が必要である。

まず受信信号に適当なしき値を設定し、それより、小さい信号強度のデータをノイズとして振り落とす。次に折り返し補正を次の3つの方法によって行う。

第一は、ドップラーレーダの観測値を、ゾンデによって測定した高層風を推定値として補正する方法である。館野の高層気象台における6時間毎の高層風の観測に加えて、台風等の接近時には、気象研究所により高層風の特別観測が実施されるので、これらの値を推定値として用いる。

ゾンデによって測定した高度 Z における風速と風向を v_s, θ とし、この風が観測領域内で一様に吹いていると仮定する。レーダからの距離 R 、方位角 δ 、高度 Z の点において期待されるドップラー速度 V_s は

$$V_s = \frac{(R^2 - Z^2)^{\frac{1}{2}}}{R} v_s \cos(\delta - \theta) \dots\dots\dots (2.20)$$

である。レーダによって観測されたこの点でのドップラー速度を V_o とするとき、

$$|V_s - V_o + 2m V_N|, (m = \pm 0, 1, 2, \dots)$$

が最小となる m をさがす。このとき真のドップラー速度 V を次のように決定する。

$$V = V_o + 2m V_N \dots\dots\dots (2.21)$$

この方法は、推定値として実測風を用いるために信頼度が高く、これまで観測したほとんどの現象に適用できた。しかし、台風を中心付近、激しい雷雲などの風の鉛直、水平シヤーが大きい現象の場合には良い結果が得られない場合がある。このときには次の方法を用いる。

第2の方法は、Bargen and Brown (1980) によって提案された、動径方向のドップラー速度の連続性を応用するものである。気象研究所の2台のレーダでは、1つの動径方向に250 m 間隔で256個のゲート上にデータが取得される。レーダに最も近い複数個のゲートで真のドップラー速度が観測されているとし(又は推定値を与え)、これらの値の平均値を式(2.20)の推定値 V_s として用い、次のゲートの観測値 V_o を V_s と比較する。2つの値の差の絶対値が V_N より大きい場合には、折り返しが発生していると判断して、式(2.21)で V_s に最も近くなるような m の値を捜し補正を行う。補正された値は再び推定値 V_s の算出に使用し、さらに遠方のゲートの値を補正する。この操作をデータの取得されているすべてのゲートについて行う。 V_s の値としていくつかのゲートの値の平均値を採用することで、ノイズの混入やデータの欠落のために起こる補正の誤動作を少なくすることができる。この方法は、遠方にある孤立エコーに適用することがむずかしいこと、初めの推定値の見積りを誤ると、すべてのゲートで誤った補正が行われるという欠点がある。

以上の2つは計算機を用いて自動的に折り返し補正を行うことのできる方法であるが、これらの方法で補正できない場合もある。このときには、計算機と人間の対話型式によって、データをディスプレイ上に表示しながら人間が逐次補正する方法を用いる。しかし、この方法はデータ数が多い場合には多大な労力と時間を要する。

2.3.5 座標変換

それぞれのレーダのデータは、レーダを原点とする3次元極座標上に取得される。風の算出は、3次元直角座標上で行われるので、座標の変換が必要である。このためには各種の内挿法が考えられるが、現在使われている方法を述べる。

もともなる極座標の格子間隔は、動径方向250 m、方位角間隔1.0°(3 cm)、1.4°(5 cm)、仰角間隔0.5°~4.0°である。直角座標の格子間隔は水平方向785 m、鉛直方向1,000 mである。水平格子

間隔は、2つのレーダが格子点上に位置すること、レーダの空間分解能を考慮して決められた。直角座標の設定では、地球の曲率は無視されている。

最初に一定の仰角でレーダを走査したときにつくられる逆円錐形の斜面上のデータを、次の重み付き内挿法で、直角座標の水平格子点上に内挿する。 D_i を極座標上の点*i*上の値とすると、直角座標の格子点上に内挿される値 G は、

$$G = \frac{\sum_{i=1}^N D_i W_i}{\sum_{i=1}^N W_i} \dots\dots\dots (2.22)$$

である。ここで W_i を Cressman 型の重み関数を用いて、

$$W_i = \begin{cases} \frac{R_{\max}^2 - d_i^2}{R_{\max}^2 + d_i^2} & (d_i < R_{\max}) \\ 0 & (d_i \geq R_{\max}) \end{cases} \dots\dots\dots (2.23)$$

とする。 d_i は点*i*から直角座標の格子点までの距離、 R_{\max} は影響円の半径である。一般に R_{\max} は水平格子点の格子間隔としている。 N の値は、レーダ近傍で数 100、最も遠い地点で 5~7 である。 $N < 5$ の場合、データの不足として内挿は行わない。水平格子点上に内挿された値は、鉛直方向に単純内挿され、最終的に 3 次元の直角格子点上のデータが得られる。

上記の方法では、風の鉛直シャーが極端に強い場合や、融解層において、鉛直内挿に問題が生ずることが考えられる。現在、鉛直内挿の改良や、影響球の導入を考慮中である。

直角座標上のドップラー速度の値は、再度ラジオゾンデの風と比較され、その差の極端に大きいものを取り除く操作を行う場合がある。又、ノイズと短波長の変動成分を取り除くために、適当な応答を持った 2 次元又は 3 次元のローパスフィルターをかける場合もある。この座標変換が終了した時点で、2つのレーダのデータは同形のフォーマットで磁気テープ、又はディスク上のファイルとして保管される

2.3.6 風 の 算 出

直角格子点上に内挿された、2つのレーダで求めたドップラー速度 V_1, V_2 , 反射強度 Z_e , ラジオゾンデで測定された空気密 ρ の鉛直分布から、式(2.11), (2.12), (2.13), (2.15)により風の3成分 u, v, w を求める。

式 (2.15) を台形公式により書き直すと、

$$w_n = \frac{\rho_1}{\rho_n} w_1 - \frac{1}{\rho_n} \sum_{i=2}^n \frac{\Delta Z}{2} \left[\rho_{i-1} \left(\frac{\partial u_{i-1}}{\partial x} + \frac{\partial v_{i-1}}{\partial y} \right) + \rho_i \left(\frac{\partial u_i}{\partial x} + \frac{\partial v_i}{\partial y} \right) \right] \dots\dots\dots (2.24)$$

ここで、 i は鉛直格子の番号(レベル)を表わす。 u, v, w はそれぞれがお互いの関数であるから、緩和法によってこれらを求める。はじめ仮の w_n を与え、(2.12), (2.13) から u_n, v_n を求め、これらから、(2.24)によって w_n^k を求める。この w_n^k から再び u_n, v_n を求める。この操作を $|w_n^k - w_n^{k-1}|$

$<a(a \sim 0.01\text{m/s})$ になるまで繰り返す (k は繰り返しの回数)。式 (2.24) の積分は上向き ($\Delta Z > 0$), 下向き ($\Delta Z < 0$) のどちらの向きにも計算できる。現在, 境界条件を設定しやすい ($Z=0\text{km}$ で $w=0$) ことと, 下層の上昇流が比較的正しく表現されるという理由で, 上向きの積分を採用している。

Nelson (1980) は, 積分の方向が水平収束の積み上げ誤差に与える影響について述べている。いま, レベル i における水平収束の見積り誤差を ε_i とすると, レベル n において計算される上昇流 w_n^c は式 (2.24) から

$$w_n^c = w_n - \frac{1}{\rho_n} \frac{\Delta Z}{2} \sum_{i=2}^n (\rho_{i-1} \varepsilon_{i-1} + \rho_i \varepsilon_i) \dots\dots\dots (2.25)$$

である。単純に ε_i をレベルによらず一定とすると, 上向きの積分においては, $1/\rho_n$ は積分を進めるにしたがって増加し, 右辺第2項の括弧内の値も相対的に大きい。ところが, 対流圏の上層から下向きに積分を行うと, $1/\rho_n$ は積分を進めるにしたがって減少し, 括弧内の値も相対的に小さい。その結果, 積み上げられた誤差は下向きの積分の方が小さくなる。しかし, この方法では上端の境界条件の設定に問題が残されている。

下向きの積分を行っても, 収束の積み上げ誤差をゼロにすることはできない。Ziegler (1978) は, 連続の式にブシネスク近似を適用し, 地表から雲頂までの水平発散の積分を一定とする束縛条件を与えた変分法により, w の値を修正する方法を提案した。Ray et al. (1980) は, 各種の積分法を比較した結果, 下向き積分によって求めた上昇流を変分法によって補正する方法が最良であると述べている。

2.3.7 系の移動補正

前節で述べた u, v, w の計算にあつては, 観測対象(系)の移動を考慮する必要がある。系がある速度で移動していれば, 静止した座標系からながめると, 系の各点は数分間の観測時間内の観測時刻に応じて移流され, その結果, 本来の形状が変形されて観測される。レーダの走査は水平面に対してある仰角を持って行われ仰角を順次増大させるので, 直角座標上の水平面に内挿された各点は, レーダから見て遠方ほど観測時刻は早く, 近づくにしたがっておそくなる。したがって, 直立した積雲が斜いて観測されたり, 収束発散域の移流により上昇流が正しい見積れなくなる。移動速度の大きい台風などの観測結果の解析には, 系の移動補正は必須である。ここでは, 現在使用している Gal-Chen (1982) の方法について述べる。

反射強度のデータについては, 各格子点の観測時刻と系の移動速度から求めた移動距離に応じて, 系とともに移動する座標系(移動座標系)に置き直せば良い。ドップラー速度は方向と量を持ったベクトルと考えられるから, 補正にあつて, 格子点とレーダの位置関係は保存されなければならない。

観測開始時刻とある格子点の観測時刻の差を t , 格子点とレーダの距離を R , 系の移動速度の x, y 成分を U_s, V_s とする。格子点の水平座標を (x, y) とすると, 移動座標上に変換された点の座標は

$$x' = x - U_st \quad \dots\dots\dots (2.26)$$

$$y' = y - V_st \quad \dots\dots\dots (2.27)$$

である。一般に移動座標では格子点上にデータがないので、格子点上にデータを内挿する。移動座標上では、レーダは見かけ上移動しているので、静止座標上のレーダの位置 (a, b) は次のように移動座標上の点 (p, q) に変換される。

$$p = a - U_st \quad \dots\dots\dots (2.28)$$

$$q = b - V_st \quad \dots\dots\dots (2.29)$$

移動座標系においては、式 (2.8) 又は (2.9) は

$$R_i V_i = u(x' - p_i) + v(y' - q_i) + (w + v_t)z_i \quad \dots\dots\dots (2.30)$$

と書き改められる。同様に (2.14) は、

$$\frac{\partial u}{\partial x'} + \frac{\partial v}{\partial y'} + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (2.31)$$

となる。式 (2.11), (2.30), (2.31) から u, v, w を前節にしたがって求める。

2.3.8 結果の表示

計算された風の3成分と反射強度(必要に応じてドップラー速度の分散)の値は、計算機の画像出力装置(X-Yプロッター, グラフィックプリンター等)によって画像として出力される。現在、水平面上の反射強度, 風のベクトル, 発散, 渦度, 上昇流の分布と, 任意の位置におけるそれらの鉛直断面図を出力するためのルーチンを備えている。降水雲内の流れの場を適確に知るために, 今後解析結果の3次元表示の技術の開発が望まれる。

2.3.9 ま と め

1982年から始まった2台のドップラーレーダによる降水雲内の流れの場の測定と解析の方法について述べた。次節以下で述べるように, 2台のドップラーレーダによる観測は, 降水雲内の流れの場の微細構造を適確に表現し, 積雲スケール~メソスケール現象の運動学的, 力学的構造の解明に有効な手段である。今後, 上記したいくつかの問題点を修正し, より進んだ手法を取り入れて, 観測解析手法の改良を進めたい。

参 考 文 献

Aoyagi, J., 1968a: A multi-channel Doppler frequency analyzer. Proc. 13th Radar Meteor. Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc., 324-327.

Aoyagi, J., 1968b: Mean Doppler velocities of precipitation near the ground. Proc. 13th Radar Meteor. Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc., 22-25.

Armijo, L., 1969: A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler

- radars. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 570-573.
- Atlas, D., 1964: Advances in radar meteorology. *Advances in Geophysics*, **10**, Academic Press, New York, pp. 318-478.
- Bargen, D. W., and R. C. Brown, 1980: Interactive radar velocity unfolding. *Preprints, 19th Radar Meteor. Conf., Miami, Fla, Amer. Meteor. Soc.*, 278-285.
- Battan, L. J., 1964: Some observations of vertical velocities and precipitation sizes in a thunderstorm. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 415-420.
- Brandes, E. A., 1977: Flow in severe thunderstorms observed by dual-Doppler radar. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 113-120.
- Davies-Jones, R. P., 1979: Dual-Doppler radar coverage area as a function of measurement accuracy and spatial resolution. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1229-1233.
- Foote, G. B., and P. S. duToit, 1969: Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 249-253.
- Gal-Chen, T., 1982: Errors in fixed and moving frame of references: Applications for conventional and Doppler radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2279-2300.
- Kropfli, R. A., and L. J. Miller: Kinematic structure and flux quantities in a convective storm from dual-Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 520-529.
- Lhermitte, R. M. and D. Atlas, 1961: Precipitation motion by pulse Doppler radar. *Proc. 9th Weather Radar Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc.*, 218-223.
- Lhermitte, R. M. and L. J. Miller. 1970: Doppler radar methodology for the observation of convective storms. *Preprints, 14th Radar Meteor. Conf. Amer. Meteor. Soc.*, 133-138.
- Lhermitte, R. M., 1970: Dual-Doppler radar observations of convective storm circulation *Preprints, 14th Radar Meteor. Conf. Boston, Amer. Meteor. Soc.*, 139-144.
- Nelson, S. P., 1980: Hail production in a supercell storm using a Doppler derived wind field and a numerical hail growth model. NOAA Tech. Memo. ERL-NSSL-89, National Severe Storms Lab., 90pp.
- Ogura, Y., and N. A. Phillips, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 173-179.
- Peter, S. R. and C. Ziegler: De-aliasing first-moment Doppler estimates. *J. Appl. Meteor.*, **16**, 563-564.
- Pilie', R. J., Jiusto, J. E. and R. R. Rogers, 1963: Wind velocity measurements with Doppler radar. *Proc. 10th Weather Radar Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc.*, 329a-329i.
- Ray, C. L. Ziegler, W. C. Bumgarner, and R. J. Serafin, 1980: Single and multiple Doppler radar observations of tornadic storms. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 129-147.
- Rogers, R. R. and Pilie', R. J., 1962: Radar measurements of drop size distribution. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 503-506.
- Rogers, R. R., 1964: An extension of the Z-R relationship for Doppler radar. *Proc., 11th Weather Radar Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc.*, 158-161.

Ziegler, C. L., 1978: A dual Doppler variational objective analysis as applied to studies of convective storms. NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-85, National Severe Storms Lab., 116 pp.

附錄 3. COMMON DOPPLER RADAR EXCHANGE FORMAT

A tape format for Doppler radar data is reflected on the following page and was devised at the Common Exchange Doppler Format Workshop held in Boulder, Colorado, 1-2 April 1980. Since virtually all the groups using Doppler weather radar in the United States were represented at this workshop, the format as agreed upon will serve research purposes beyond SESAME in the future.

Each tape is divided into files (volume scans) and physical records. Each ray (data acquired for a given pointing direction) is written into more than one physical record only if there are too much data to fit into one 4095 16-bit word long record. In this case, the multiple records of the ray will have identical formats; they will have different field headers and data fields.

Each physical record contains the header blocks and data. Each header block is described below, and the exact format follows.

Mandatory Header. The first 45 words of each record have the same meaning for all tapes generated in this format. The first few words of this header are pointers to the start of subsequent headers.

Optional Header. This header immediately follows the mandatory header. It may be of any length including zero. The words within this header, if they exist, must have the contents indicated on the attached format, or must be flagged as bad data. (The flag is indicated in word 45 of the mandatory header.) The length of the header may be expanded from time to time, and the contents of the added words will be determined, by mutual agreement within the Doppler radar community. Such changes will not require tape reading software to be changed.

Local Use Header. This header immediately follows the optional header, may be of any length, including zero, and the words may have any meaning.

Data Header. This header, whose starting location is given by word 5 of the mandatory header, tells what data fields are associated with this ray, and whether the data field is a part of this physical record.

Field Header. This header precedes each data field, and gives information identifying the field. This header may have any length, but we have specified the contents of the first 19 words for all fields, and of a few additional words for the velocity and reflected power fields.

Data. Data are grouped by field, in 16 bit words, integers, 2's complement. The first word gives data for the sample volume nearest the radar, etc.

A block diagram of the Common Doppler Exchange Format is illustrated in Fig. 1.

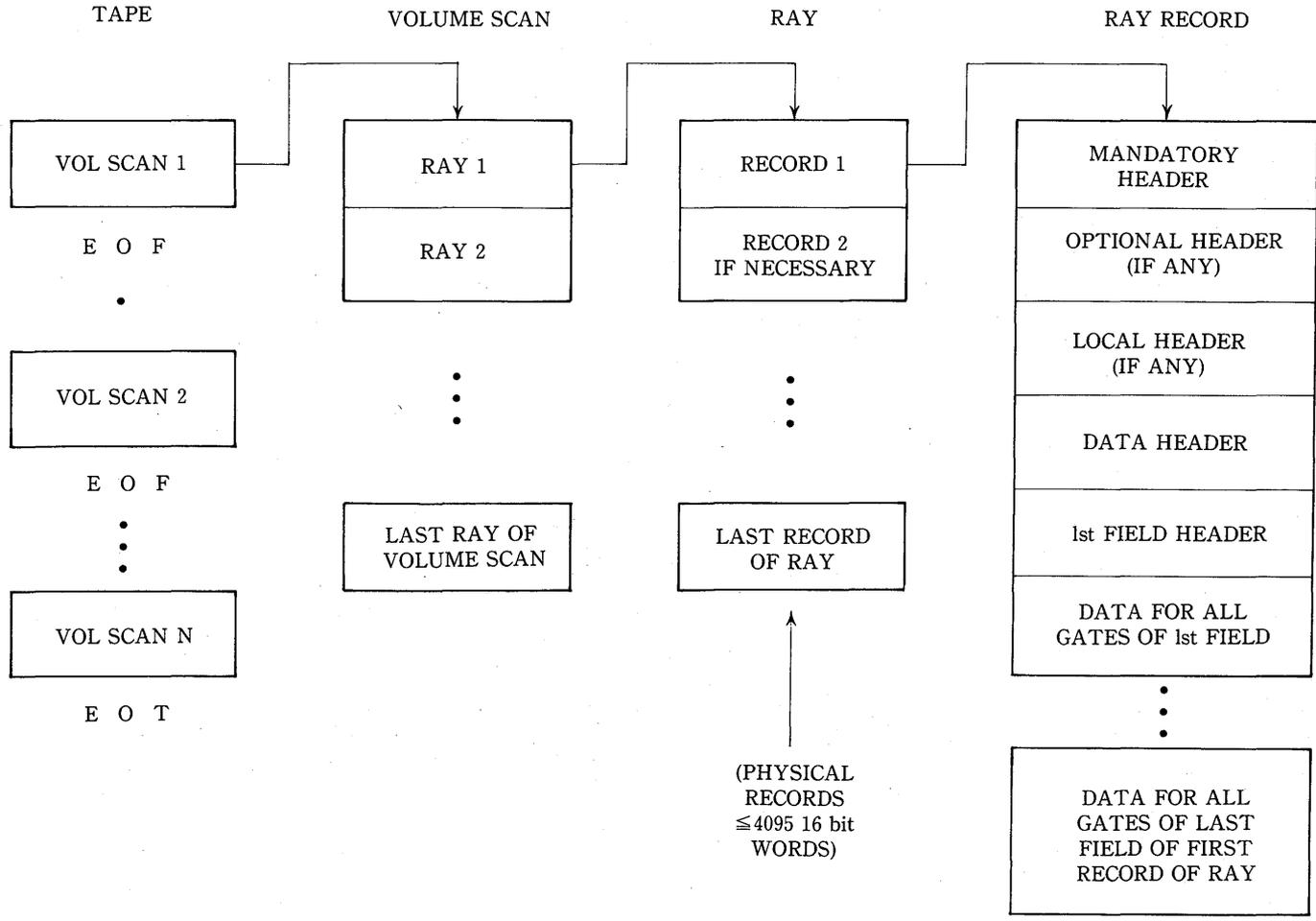


Fig. 1 Common Doppler Exchange Format.

- a. 1600 bpi, 9 track tapes
- b. 16 bit words, signed integers, 2's compliment
- c. Physical records, length ≥ 4095 words
- d. File marks between volume scans
- e. ASCII words are left justified, blank filled

Mandatory Header Block

Word

- 1 UF (ASCII)
- 2 Record length (16 bit words)
- 3 Position of first word of non-mandatory header block. (If no nonmandatory header block exists, this points to the first existing header block following the mandatory. In this way, word (3) always gives 1+the length of the mandatory header.)
- 4 Position of first word of local use header block. (If no local use header exists, this points to the start of the data header block.)
- 5 Position of first word of data header block
- 6 Physical record number relative to beginning of file
- 7 Volume scan number relative to beginning of tape
- 8 Ray number within volume scan
- 9 Physical record number within the ray (one for the first physical record of each ray)
- 10 Sweep number within this volume scan
- 11-14 Radar name (8 ASCII characters; includes processor ID)
- 15-18 Site name (8 ASCII characters)
- 19 Degrees of latitude (North is positive; South is negative)
- 20 Minutes of latitude
- 21 Seconds ($\times 64$) of latitude
- 22 Degrees of longitude (East is positive; West is negative)
- 23 Minutes of longitude
- 24 Seconds ($\times 64$) of longitude (Note: minutes and seconds have same sign as degrees)
- 25 Height of antenna above sea level (meters)
- 26 Year (of data) (last 2 digits)
- 27 Month
- 28 Day
- 29 Hour

- 30 Minute
- 31 Second
- 32 Time zone (2 ASCII-UT, CS, MS, etc.)
- 33 Azimuth (degrees \times 64) to midpoint of sample
- 34 Elevation (degrees \times 64)
- 35 Sweep mode : 0-Calibration
 - 1-PPI (Constant elevation)
 - 2-Coplane
 - 3-RHI (Constant azimuth)
 - 4-Vertical
 - 5-Target (stationary)
 - 6-Manual
 - 7-Idle (out of control)
- 36 Fixed angle (degrees \times 64) (e. g., elevation of PPI ; azimuth of RHI ; coplane angle)
- 37 Sweep rate (degrees/second \times 64)
- 38 Generation data of common format-year
- 39 Month
- 40 Day
- 41-44 8 char ASCII common format tape generator name
- 45 Deleted or missing data flag (Suggest 100000 actual)

Operational Header Block

Word

- 1-4 Project name (8 ASCII)
- 5 Baseline azimuth (degrees \times 64)
- 6 Baseline elevation (degrees \times 64)
- 7 Hr (start of current volume scan)
- 8 Minutes (start of current volume scan)
- 9 Second (start of current volume scan)
- 10-13 Field tape name (8 ASCII)
- 14 Flag (=0 if number of range gates, R min and spacing are the same for all data within this volume scan, =1 if these the same only within each sweep, =2 if these the same only within each ray)

Local Use Header Block (any length ; any contents)

Data Header

- 1 Total number of fields this ray
- 2 Total number of records this ray
- 3 Total number of fields this record
- 4 1st Field name : e. g., VE=velocity (m/s)
SW=spectral width (m/s)
DM=reflected power (dBm)
DZ=DBZ
etc.
- 5 Position of 1st word of 1st field header
- 6 2nd field name
- 7 Position of 1st word of 2nd field header, etc.

Field Header

- 1 Position of first data word
- 2 Scale factor (meteorological units=tape value divided by scale factor)
- 3 Range to first gate (km)
- 4 Adjustment to center of first gate (m)
- 5 Sample volume spacing (m)
- 6 Number of sample volumes
- 7 Sample volume depth (m)
- 8 Horizontal beam width (degrees \times 64)
- 9 Vertical beam width (degrees \times 64)
- 10 Receiver bandwidth (MHz)
- 11 Polarization transmitted (0=horizontal ; 1=vertical ; 2=circular ; >2=elliptical)
- 12 Wavelength (cm \times 64)
- 13 Number of samples used in field estimate
- 14 Threshold field (e. g., DM) (2 ASCII)
- 15 Threshold value
- 16 Scale
- 17 Edit code (2 ASCII)
- 18 Pulse repetition time (microseconds)

- 19 Bits per sample volume (16 for exchanged tape)
- 20- ? Words for individual fields as follows :

for VE

- 20 Nyquist velocity (scaled)
- 21 FL (2 ASCII) if flagged in least significant bit with NCAR bad velocity flag (1=good ;
0=bad)

for DM

- 20 Radar constant=RC such that $dBZ = (RC + DATA / SCALE + 20 \log(\text{range in km}))$
- 21 Noise power (dBm \times scale)
- 22 Receiver gain (dB \times scale)
- 23 Peak power (dBm \times scale)
- 24 Antenna gain (dB \times scale)
- 25 Pulse duration ($\mu s \times 64$)

第3章 台風降雨帯の構造の解析

3.1 はじめに*

台風に伴う降雨帯は、中心付近かららせん状にのびるためスパイラルバンドとも呼ばれ、中心をとりまく眼の壁雲とともに、台風に伴う降水雲の主要な要素となっている。

この降雨帯は気象レーダによって初めて存在が明らかにされて (Wexler, 1947) 以来、その形態、雲の分布、伝播、地上付近の温度や風の分布などが調べられた (Ligda, 1955; Senn and Hiser, 1959; Tatehira, 1961; Atlas et al., 1963; Ushijima, 1958)。

降雨帯の起源には、観測や数値実験にもとづき、重力波と関連があるという議論がある (Tepper, 1958; The staff member of Tokyo University, 1969; Kurihara and Tuleya, 1974)。一方 Yamasaki (1983) は、下降流と雨滴の蒸発による冷却が降雨帯の形成と維持に重要であると述べている。

台風の降雨帯の構造と起源を明らかにするには、詳細な観測が必要となる。これまでは、以上みてきたように、解析的研究は、主として在来のレーダ、地上観測、航空機観測にもとづいて行なわれている。ドップラーレーダを用いると、降雨帯内の対流雲スケールの気流の情報を得ることができると述べている。

ここでは、今までに気象研究所で行なった観測のうち、3つの台風の降雨帯の解析結果を示す。第1の例は1台のドップラーレーダで、他の2例は2台のドップラーで観測を行なっている。

最初の例は台風8124号内で発生し、大雨をもたらした降雨帯の解析例である。台風は温帯低気圧に変わりつつあり、大雨は台風中心の北側にある幅の広い雲の帯の南東端で発生している。この降雨帯の最も顕著な特徴は、南東側下層から北西側上層に傾いた強風軸の存在で、これは傾いた中規模上昇流を意味する。

第2の例は、台風8305号の層状性の降雨域内にうもれていた降雨帯の構造である。外側に大きく傾いた収束域、2 m/s程度のメソスケールの上昇流、境界層内の降雨帯内縁の収束域、対流スケールの鉛直流の存在などが明らかになった。そしてこの降雨帯の構造は、Yamasaki (1983) が数値モデルで示した発達期の台風内の降雨帯の構造に似ていた。

最後の例は、台風8514号のインナーバンドの構造である。降雨帯は、最盛期をやや過ぎた部分と、発達中の部分からなり、最盛期をやや過ぎた部分では、収束軸が外側に傾いており、8305号の例と似た構造をしていた。発達中の部分では、収束軸はほぼ鉛直であった。

* 田畑 明・石原正仁：台風研究部

3.2 台風8124号の降雨帯の解析*

3.2.1 周囲の状況

台風8124号の経路と中心気圧を図3.1に示す。台風は1981年10月22日から23日にかけて関東地方の南東方沖を通過した。解析対象の大雨をともなう降雨帯も関東地方を22日から23日にかけて通過した。台風の中心気圧(～965 hPa)は22日9時から23日9時まで変化しなかった。

図3.2は22日21時の500 hPa天気図と地上天気図である。この時台風中心は筑波の南南西～340 kmにある。台風は発達しつつある長波の谷の南東部にある。発達中の温帯低気圧が日本の北にある。この低気圧に伴う寒冷前線は日本海にある。他方350 K以上という高い相当温位をもつ熱帯気団が台風の東側を北上している。下降流域を示唆する晴天域が台風の西側にある。台風の西側に冷たい空気や下降流が見られるのは、台風が温帯低気圧化しつつあることを示している(村松、1982)。

GMSによる22日20時40分の雲頂温度分布を図3.3に示す。幅が広く、雲頂温度が -60°C 以下となるような高い雲の帯が台風中心の250 km北方にある。大雨はこの雲の帯の南東部で起きた。雲の帯の走向は北東から南西である。雲の帯の南東側の雲頂温度傾度は北部では小さいが南部では非常に大きい。雲の帯と台風中心の間は雲はないか非常に低い雲である。これらの特徴は台風が関東地方の南方を通過中の20時頃から24時頃まで変らなかった。

図3.4は22日21時の富士山レーダによるエコーと台風の周囲の垂直安定度である。眼の壁雲に

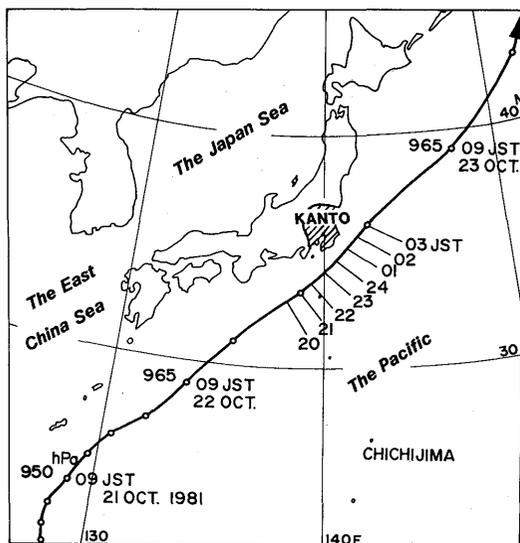


図3.1 台風8124号の経路と中心気圧。

* 榑原 均：予報研究部，石原正仁・柳沢善次：台風研究部
3.2節は Sakakibara et al. (1985) の抄訳をもとにしたものである。

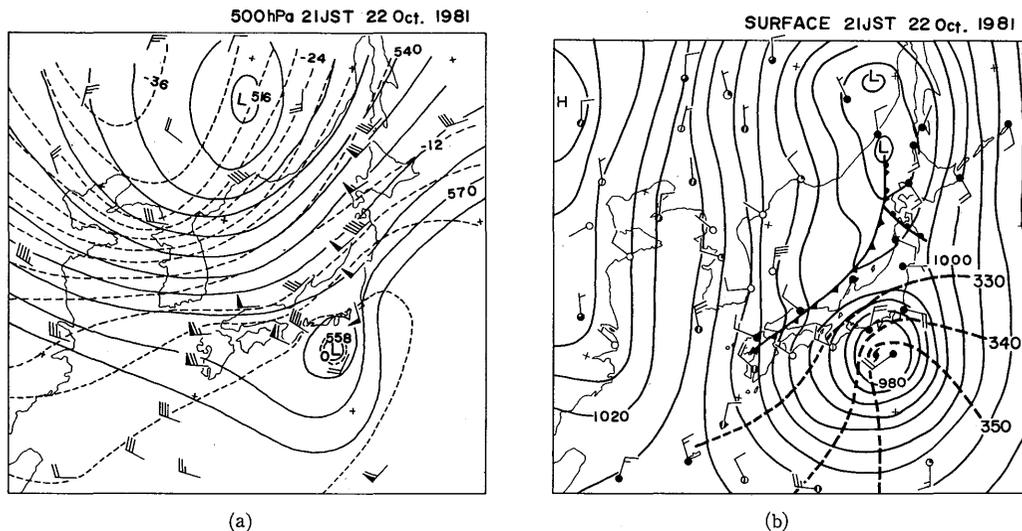


図 3.2 1981年10月22日21時の500 hPa (a)と地上天気図(b)。実線と破線は等圧面高度($\times 10$ m) (あるいは海面気圧、hPa)と気温($^{\circ}\text{C}$) (あるいは相当温位、K)を示す。

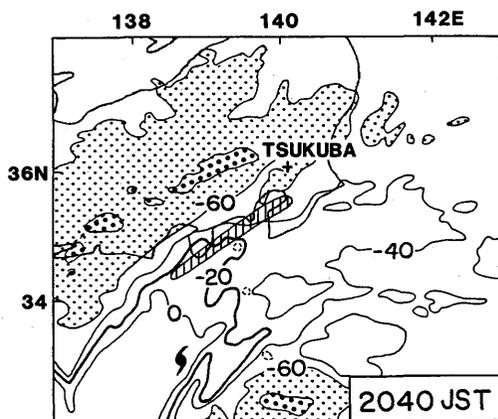


図 3.3 1981年10月22日20時40分のGMSによる等価黒体温度分布。等温線は 20°C 間隔である。薄い陰影と濃い陰影はそれぞれ -60°C 以下と -70°C 以下の領域を示す。斜線した領域は大雨域である。台風8124号の中心も示してある。

相当する環状のエコーは観測されない。幅の広い降雨帯Cの中に二本の降雨帯A、Bがある。降雨帯Bは上述の雲の帯の南東端にある。降雨帯Aは雲頂温度の最も低い所の下にある。降雨帯A、Bの帯状構造は、これら降雨帯内で二次元的な流れが卓越していることを示唆する。台風が北東にすすむにつれ、レーダエコーもゆっくり反時計回りに回りながら北東にすすんだ。

父島の最下層には暖かく湿った ($\theta_e > 350$ K) 空気が観測される。一方中層には $\theta_e^* \sim 342$ Kの空気がある。この成層状態は顕著な対流不安定である。925-875 hPaの強い逆転層により対流不安定の

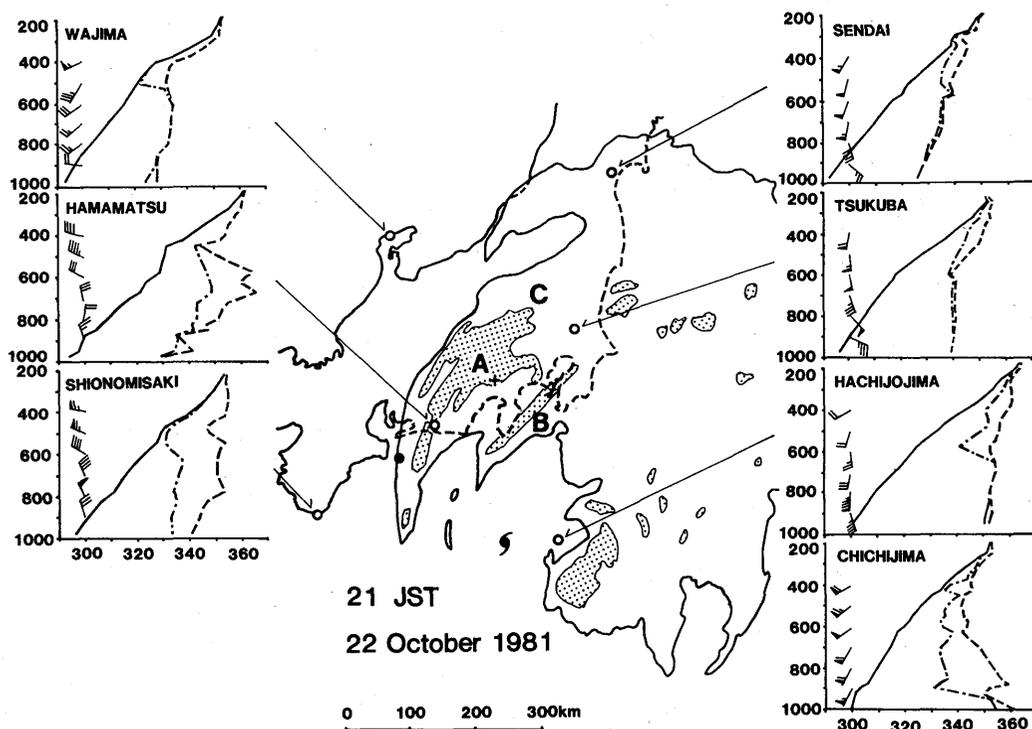


図 3.4 1981年10月22日21時に富士山レーダにより観測されたレーダエコーと
 仙台、筑波、八丈島、輪島、浜松、潮岬、父島で観測された温位 θ 、相当温
 位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の垂直分布。風の垂直分布も示してある。長い矢羽
 根が 5 ms^{-1} をあらわす。陰影部ではレーダ反射強度が 32 dBZ 以上である。
 黒丸は1時間遅れて観測した浜松の対応する位置を示す。

解消が抑えられている。海面近くの暖かい空気は台風中心に向かって流れ、八丈島付近に達する。

八丈島では 700 hPa 以下では非常に暖かく湿った ($\theta_e > 350 \text{ K}$) 空気が見られるが、700 hPa 以上は暖かく乾燥しており、成層は安定だった。Jordan(1957)によれば台風の眼の最下層は暖かく湿っているが、その上では非常に暖かく、乾燥している。八丈島の θ 、 θ_e 、 θ_e^* の垂直分布は眼の中のものに似ている。下層の暖かく湿った空気は更に北に流れ関東平野に達する (図 3.2 b 参照)。

筑波では地表付近のこのような暖かく湿った空気は観測されていない。 θ_e が $\sim 340 \text{ K}$ の中立成層が 600 hPa 以下で観測される。これは大雨域の対流活動による垂直混合の結果であろう。

幅広い降雨帯 C の西端(浜松*)では 450 hPa 以上では飽和に近く、また 300-175 hPa の間では非常に暖かい。これらはおそらく台風からの上層の流出によるのだろう。700-500 hPa の空気は非常に暖かく乾燥している。この事実と 450 hPa 付近の強い西風は降雨帯 C の西端の 450 hPa 付近の水平収束と、この収束以下の下降流を示唆する。この状況は後に筑波のドップラーレーダにより降雨帯

* 浜松のデータは他の観測点より1時間遅れて観測された。このデータの相当する位置は図 3.4 に黒丸で示す。

の北西端で観測された状況と非常によく似ている。これについては後で詳述する。

図3.2と図3.4からわかるように、この台風ではかなりの条件付不安定をともなう最下層の暖かく湿った空気は台風の東側の南よりの風によってだけ供給されている。

3.2.2 降雨帯周辺の風と気温場

図3.5は22日18時の局地天気図である。房総半島で水平温度傾度が非常に大きい。冷氣塊は相当温位が $\sim 315\text{ K}$ で、これは21日から22日にかけての夜間に放射冷却でできたものである。暖気は台風の東側を北向きに流れた熱帯気団の北の端である。風の間では暖気と寒気の境界にほぼ停滞する収束線がある。二つの降雨域a、bが収束線に沿ってある。降雨域bによって大雨が降った。房総半島上では地上収束は顕著であるが、大雨は降っていない。これは収束層の厚さが大雨をもたらすほどには厚くなかったことを示唆する。

21時には幅の広い降雨帯は北東に移動し、収束線の北側にある(図3.6)。強雨域は収束線沿いにある。暖気と寒気の収束は大きくなっている。中規模発散域が 16°C の等温線付近にある。1時間雨量が 16 mm を超す降雨帯の幅は $\sim 120\text{ km}$ に達し、走向は南西—北東である。

24時には台風中心は関東地方に非常に接近した(図3.7)。21時から24時にかけて大雨域も台風と同様に北東に進んだ。この間、大雨域の強さと幅はほとんど変化していない。1時間雨量が 32 mm を超える強雨帯は広い降雨帯の南東端沿いにある。大雨域は収束線の北西側にほとんど限られている。これは収束層が厚くなり、上昇流が強雨をもたらすに十分なほど強くなったことを示唆する。

南北に伸びる地上風の発散域が大雨域の後方にある。また収束域が発散域のすぐ後方にある。発散域の原因については後で考察する。この発散、収束域にともなって短時間の顕著な気圧変化が観測された(Matsumoto and Okamura, 1985)。

図3.8は筑波の高層気象台で観測された降雨強度である。大雨域の北部(20時頃)では雨は間歇的であった。その後、中部、南部で降雨強度が増すにつれ、降雨は連続的になった。これは降雨強度が大の時にはその変動も大きいという我々の経験に反する。したがってこの降雨帯の構造が、これまでほとんど知られていないものであることが示唆される。

3.2.3 降雨帯の中小規模の特徴

ここではドップラーレーダによる中小規模観測の結果について述べる。降雨帯の筑波付近通過時の定常性を仮定する。そしてこの降雨帯の3つの部分を詳しく調べる。

(1) 解析方法

第1には降雨帯の走向(南西—北東)に直交する断面図を作る。図3.9は台風中心に相対的な断面 C_1 、 C_2 、 C_3 の位置である。富士山レーダによるエコー分布も模式的に記してある。これらの断面図の中では、アンテナ仰角が 14° 以下と低いので、ドップラー速度は近似的に水平速度のビーム方向成分と見なせる。

第2には、筑波上空の降雨帯の状況を反射強度と空気の垂直速度の時間高度断面図から調べる。

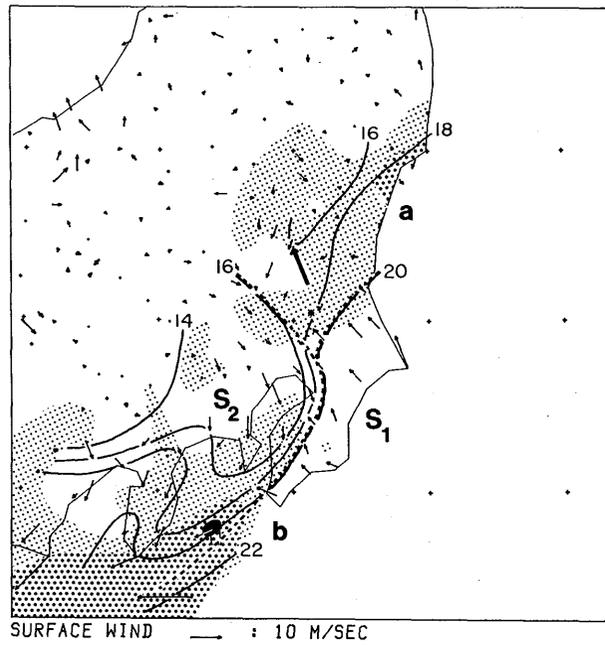


図 3.5 1981年10月22日18時の前1時間降雨量(mm)、風向、風速、気温(°C)と収束線の位置を示す局地天気図。薄い陰影、濃い陰影それに黒塗り部分はそれぞれ1時間雨量が8mm以上、16mm以上、32mm以上を示す。気温は標高の比較的低い関東南東部にだけ示してある。収束線は太い点線で示してある。筑波山(876m)の風は太矢印で示してある。

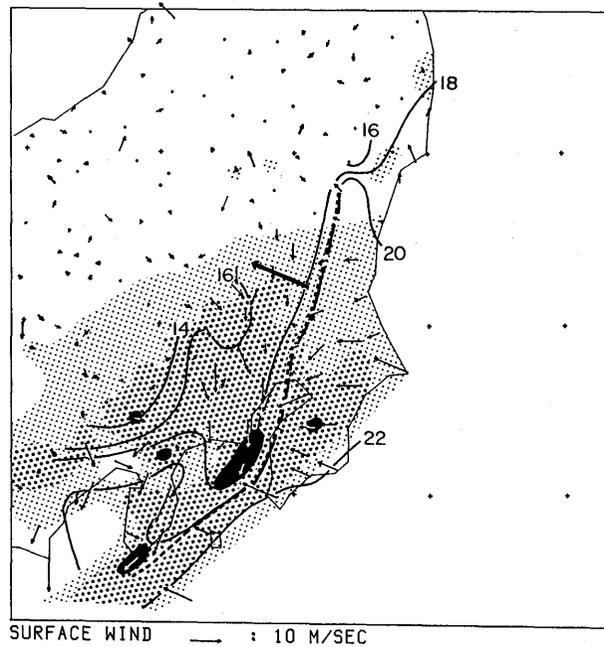


図 3.6 図 3.5と同様。ただし22日21時。

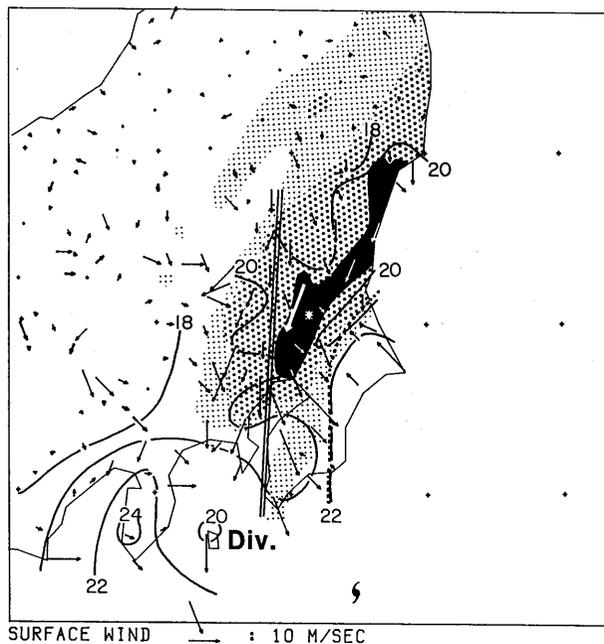


図 3.7 図 3.5 と同様。ただし 22 日 24 時。細長い発散域の軸を二重線で示す。

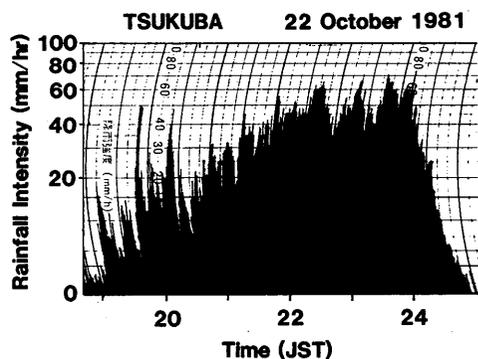


図 3.8 高層気象台における降雨強度計の記録。

データは 30 秒ごとに、約 10 分間収集した。このデータ収集は断面 C_1 、 C_2 、 C_3 の観測の直前に行った。終末速度は雨滴については Rogers(1964) の関係式を用い、雪については -1 ms^{-1} と仮定した。これらは更に空気密度の効果の補正を加えた。雨と雪、どちらの場合も、空気の垂直速度の精度は $\pm 1 \text{ ms}^{-1}$ 以内であろう (Battan, 1973)。この解析でのデータの垂直分解能は 250 m である。

最後に各垂直断面 C_1 、 C_2 、 C_3 に対応する 3 つの半径 20 あるいは 30 km の円筒状領域での質量収支を調べる。円筒状領域を水平に切る円内での平均の水平発散と垂直速度を計算する。この計算ではドップラー速度は降水粒子の終末速度の補正をした上で、水平風の円周に直交する成分として用

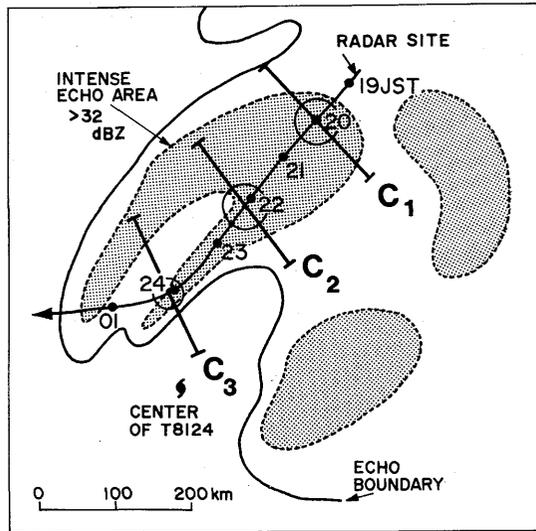


図 3.9 台風中心に相対的な筑波と図 3.10—12 の垂直断面 C_1 、 C_2 、 C_3 の位置。円は質量収支の計算を行った円筒領域を示す。富士山レーダによるレーダエコーも模式的に描かれている。

いた。また地上における発散は上部からの外挿により求めた。凝結率の計算には平均垂直速度の垂直分布と、22 日 21 時の筑波の高層観測データを全層飽和を仮定して用いた。

(2) 降雨帯北部の構造

図 3.10 a は垂直断面 C_1 内の反射強度とドップラー速度を示す。はるか南東方では 4.5 km 以下で 30 ms^{-1} 以上であり、一方北西側では同じ層で 20 ms^{-1} 以下である。下層のドップラー速度の水平傾度は小さい ($\sim -1.7 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)。これは二次元的な流れでは弱い上昇運動を意味する。地表の収束線はレーダから北西に 5 km のところにあるが、その付近のドップラー速度分布には収束を示唆するような特徴は見られない。これは収束層が非常に薄いことを示している。

15 dBZ で定義するエコー頂高度は南東側で $\sim 8 \text{ km}$ である。エコーの上部は層状性である。明瞭なブライドバンドが 4.5 km 付近にある。ブライドバンドが存在するということは、降雨帯上部の降雪粒子が水平方向に一樣な下降流あるいは弱い上昇流中を落下して 0°C 高度以下で融けていることを示す。一方ブライドバンドの下には 35 dBZ の等値線で示されるようにいくつかの対流セルが存在する。これは高層気象台における降雨強度観測の結果 (図 3.8) とよく一致する。したがって、融解層の上では一樣な運動、以下では対流運動が示唆される。

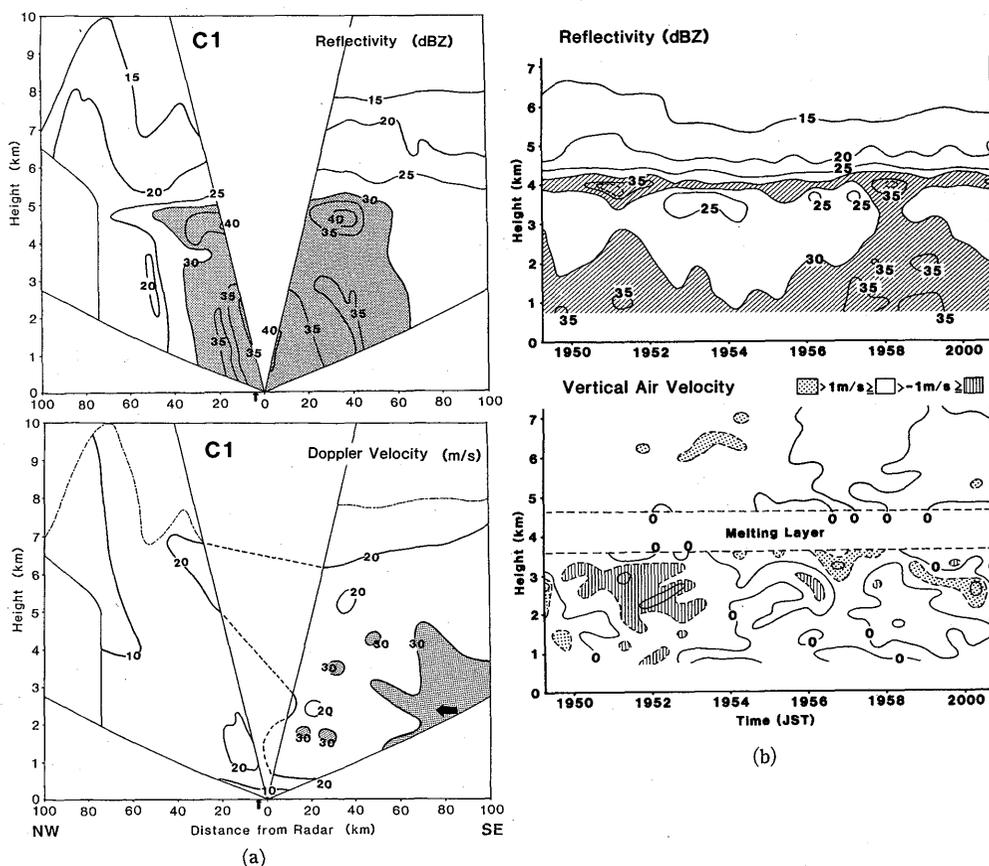
反射強度と空気の垂直速度の時間高度断面を図 3.10 b に示す。この間の平均的降雨強度は 15 mmhr^{-1} である。ブライドバンドが常に存在する。ブライドバンドの上では $0.2\text{--}0.5 \text{ ms}^{-1}$ の平均上昇流が存在する。ブライドバンド以下の反射強度の変化は地上降雨強度の変化とよく合っている。空気の垂直速度はブライドバンド以下では平均で下向き $0.6\text{--}0.8 \text{ ms}^{-1}$ である。垂直速度の変動は

融解層の上より下の方がはるかに大きい。空気の垂直速度のデータのうち4回の測定では 2 ms^{-1} をこえる上昇流があった。これは全体としては下降流であるが、その中に対流規模の上昇流が含まれていたことを意味する。

図3.10cは半径30kmの円周上の風速の半径方向成分と円内の平均上昇流、それに発散と垂直速度の垂直分布を示す。下層の空気は円筒領域に南東から入り、西ないし北西から出る。上層で発散する流れは南から北へ向い、降雨帯の走向と直交していない。5 km 以下には $\sim 1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ の収束がある。

平均上昇速度は高度とともに増し、6 km で最大 0.70 ms^{-1} に達している。ところが筑波直上の融解層以下では上述のように下降流が存在していた。この相違は一部は降水粒子の終末速度の推定誤差、一部は両観測の対象領域*のひろがりの差による。

上記円筒領域の平均垂直速度より 8 km 以下の層で評価された凝結率は 16 mmhr^{-1} である。この観測の30分後に行なわれた高層観測では未飽和層が存在した。したがってこの凝結率は過大評価しているだろう。円筒内の5地上観測点の平均降雨強度は 15 mmhr^{-1} であった。このことは、この方



* 筑波直上における ~ 10 分間のサンプリングは水平風速を考慮すると水平距離10-20 kmに相当する。

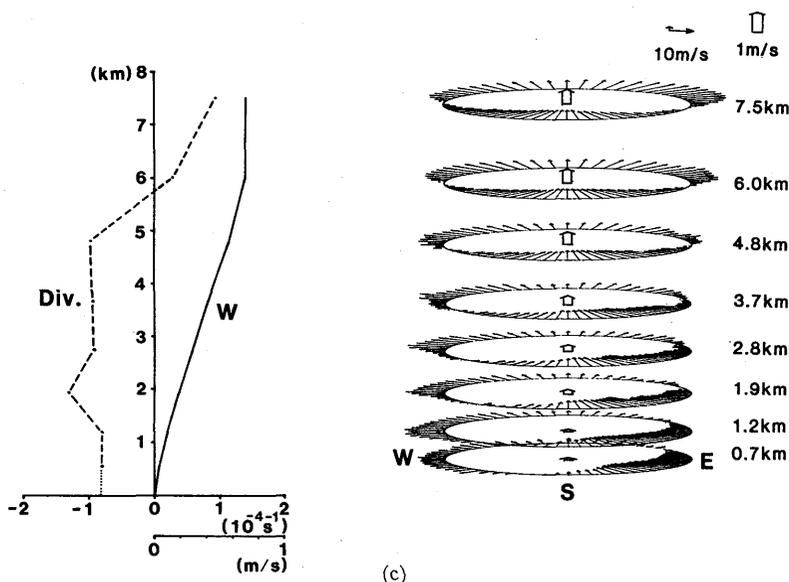


図 3.10 降雨帯北部の中規模の特徴。(a)反射強度 (dBZ) とドップラー速度 (ms^{-1}) (北西向きが正) の北西—南東断面。横軸上の矢印は地表収束線の位置を示す。北西側の空白領域では降水エコーに地面反射がまじっている。(b)反射強度と空気の垂直速度の時間高度断面。データは 30 秒ごとに収集した。速度の等値線は 4、2、0、 $-2 ms^{-1}$ である。(c)ドップラー速度と円内の平均垂直速度の円筒表示および水平収束と垂直速度の垂直分布。

法で得られた平均垂直速度がもっともらしい値であることを示している。

(3) 降雨帯中部の構造

垂直断面 C_2 を図 3.11 a に示す。エコー頂高度は南東側で 5—6 km と低くなり、北西側では高くなっている。反射強度が 30 dBZ を超すエコー域は層状性である。これは高層気象台における降雨強度記録に時間変化が少なかったことと一致する。

この図の最も顕著な特徴は南東側下層から北西側上層に伸びる傾いた強風域である。南東側の 2 km 付近に $45 ms^{-1}$ 以上の強風域がある。そして北西側の上層では $20 ms^{-1}$ を超えている。強風域の軸の傾きは $\sim 1/20$ である。一般に、二次元の場合水平風の強風軸が傾いているということは軸の下で収束、上で発散となり、傾いた上昇流を意味する。従ってこの場合も中規模の傾いた上昇流が強風軸のところに存在した。この軸はレーダの直上では 3.5 km にあった。ドップラー速度の水平傾度は 2 km 以下の層で大きい ($\sim 4 \times 10^{-4} s^{-1}$)。しかしながら、地上収束線の北側の寒気に関係すると思われる南東向きのドップラー速度は 0.6 km 以下の非常に浅い層にしか存在しない。したがって、下層収束に対し地表寒気が重要かどうか明らかではない。

図 3.11 b は筑波直上の降雨帯の垂直構造を示している。この間の平均降雨強度は $30 mmhr^{-1}$ である。反射強度は北部よりはるかに大きい。この時もやはりプライドバンドが観測されている。この

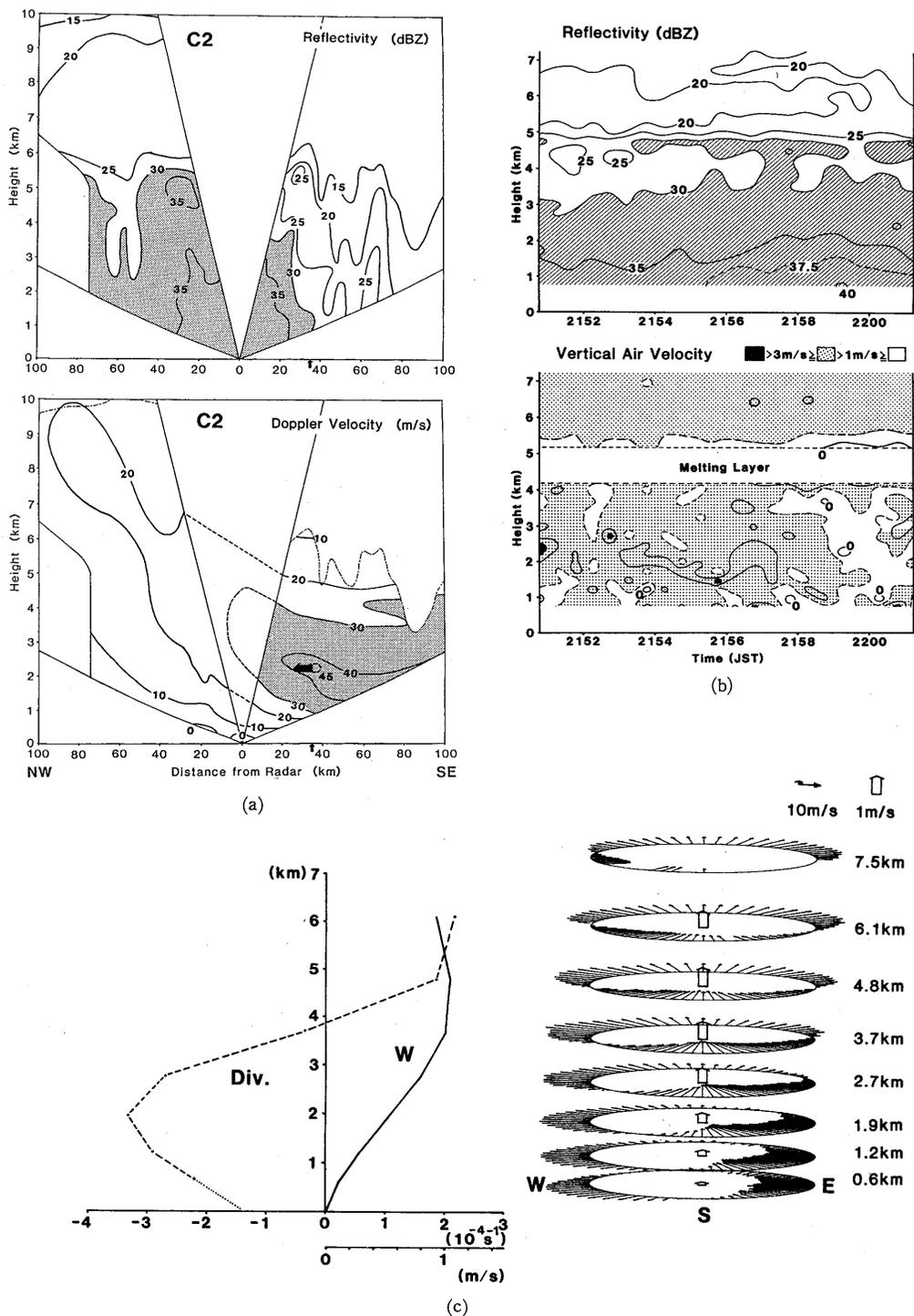


図 3.11 図 3.10 と同様。ただし降雨帯中部。

ような強雨がはっきりしたブライドバンドをともなっているのは珍しい。融解層以下では反射強度が下方にゆくほど増加している。融解層以上では $1-2 \text{ ms}^{-1}$ の上昇流がある。平均上昇流は $1.4-1.6 \text{ ms}^{-1}$ である。この上昇流は前述の傾いた中規模上昇流と一致している。この上昇流の変動は融解層以下のそれに比べて約半分である。このことは傾いた上昇流の上部は乱れの非常に少ない流れであることを示している。この間(～10分間)全層にわたってほぼ常時上昇流が存在した。最大上昇流は 3 ms^{-1} 以上である。これは融解層以下の大きな規模の上昇流に対流規模の弱い垂直運動が重なっていることを示唆する。平均上昇流は2 kmと3 kmの間で 1.1 ms^{-1} に達した。

半径30 kmの円筒領域内の質量収支解析の結果を図3.11cに示す。1.2 kmと2.7 kmの間の収束する流れは南東から北西に向う。収束の最大は1.9 kmで $-3.3 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ である。流れは3.8 km以上では発散する。6.1 kmの発散は $2.1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ である。最大の上昇流は4.8 kmの 1.1 ms^{-1} である。これはレーダ直上の平均上昇流とよく合う。上層で発散する流れの向きは降雨帯の走向にほぼ平行である。6 km以下で円筒領域内の平均上昇流の垂直分布から計算した凝結率は 24 mmhr^{-1} である。一方対応する地上の平均降雨強度は 35 mmhr^{-1} である。もし6 km以上の凝結率も計算できれば、全凝結率は観測された降雨強度とまったくよく合うであろう。

(4) 降雨帯南部の構造

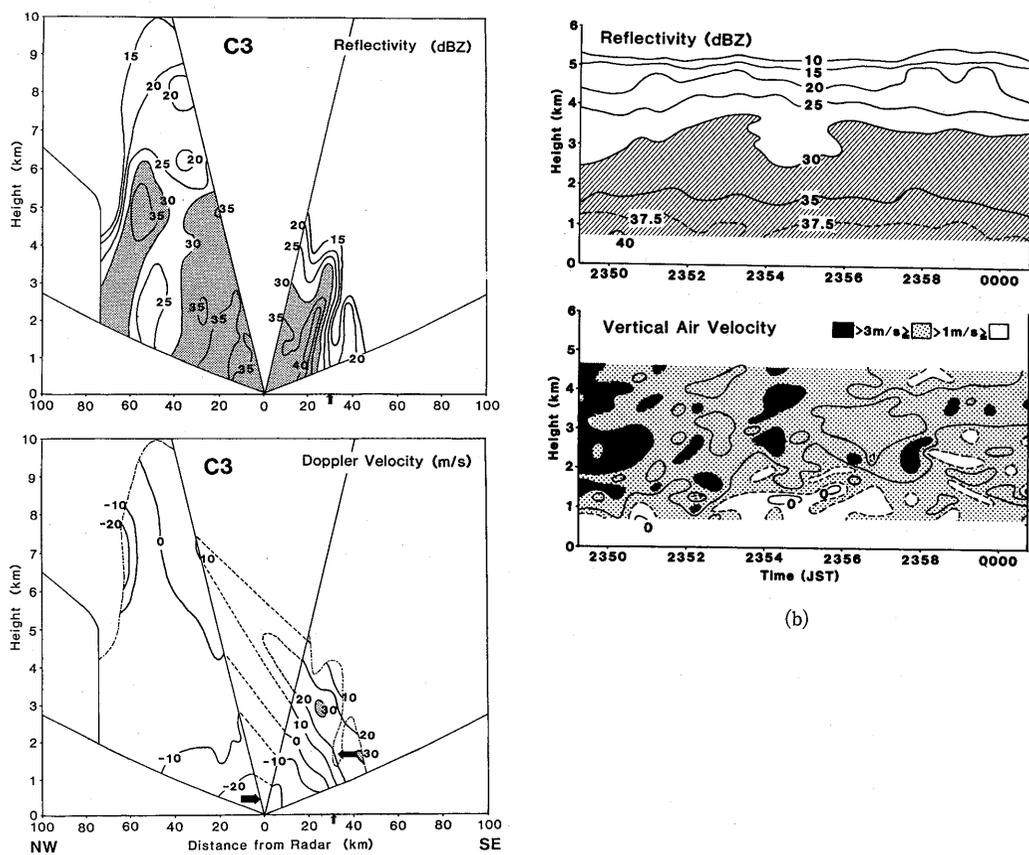
降雨帯南部の構造を図3.12に示す。垂直断面 C_2 で見られた特徴は C_3 ではさらに顕著な形で見られる(図3.12 a*)。40 dBZ以上の強い対流エコーが南東部で観測される。地上収束線はレーダの南東30 kmにあるので、この強いエコーは地上収束線に隣接している。このことは地上収束線が引き金となって強い対流が生じていることを示唆する。35 dBZの等値線はレーダの北西側に対流セルの存在を示唆するが、反射強度の水平傾度は垂直断面 C_1 の場合にくらべはるかに小さく、もしあってもごく弱いセルであろう。エコー頂高度は南東側で更に低くなった。

南東端下層のドップラー速度の平均水平傾度は $\sim -2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ に達する。この収束層は地上収束線の真上にある。したがって、上記の強い対流は深い収束層中で発生したものである。強風軸の傾きは急で $\sim 1/10$ である。中規模の傾いた上昇流はおそらくレーダの上5 kmにあった。 -30 ms^{-1} をこえるドップラー速度がレーダの北西側最下層で観測された**。降雨帯はこの観測時にはこの断面内で -10 ms^{-1} で動いていたが、このドップラー速度はそれよりも更に大きいものである。ドップラー速度の方位方向の変化(図省略)はこの下層の強風が北風であることを示している。これらの事実は台風の外側領域から降雨帯と同じ走向の収束帯に対し小さな角度(～40°)で流入があることを示している。

降雨帯の後方(北西)端付近で、もう一つの特徴が見られる。6～8 km付近のエコーが窪んでい

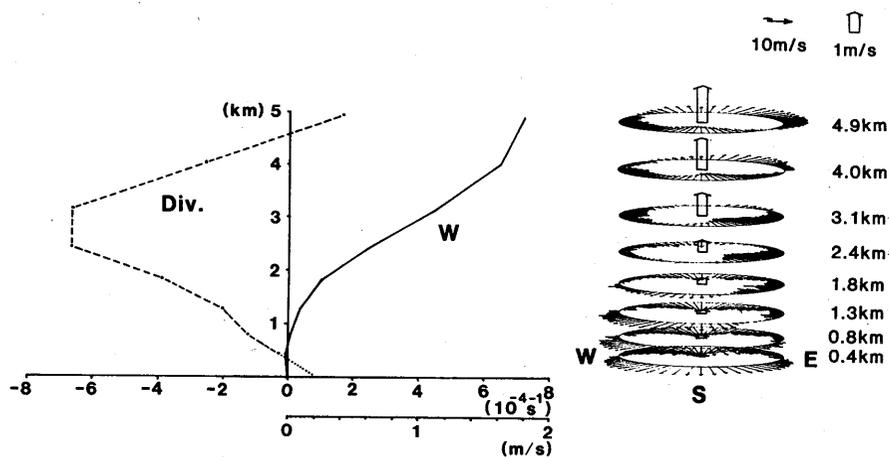
* エコーの南東側への傾きはレーダビームの走査中の降雨帯の南東側への移動による見掛け上のものと考えられる。

** -30 ms^{-1} の等値線はそれがかこまれる領域が狭いので、南東向きの大矢印と重なり表現できない。



(a)

(b)



(c)

図 3.12 図 3.10 と同様。ただし降雨帯南部。

るところで -20 ms^{-1} 以上の強風が降雨帯に吹きこんでいる。ドップラー速度の方位方向の変化(図省略)によるとこの強風は西風である。5 km 以上にドップラー速度の負の水平傾度の層がある。ドップラー速度の水平傾度は $\sim -1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ に達している。したがって、後方端のこれより高いところでは強められた上昇流が予想される。

この層の下方、最下層では水平発散の存在を示唆する正のドップラー速度水平傾度が計算される。地上風の発散域はレーダの40 km 北西側で実際に観測されている(図3.7参照)。正の水平傾度の層は地表から5 km までひろがっている。これは中層で流入する空気からの中規模の下降流を示唆する。レーダの北西40—60 km には地表から6—7 km まで達する弱エコー域がある。この弱エコー域は推測された中規模下降流域と一致する。この領域の反射強度は高度が下がるとともに減少する。これは降水粒子の蒸発によるのだろう。降水粒子の蒸発は中規模下降流の存在を支持する。

下層の地上収束線に向う強風が中規模下降流から流れ出たものであるという可能性はある。しかしながら、中層と下層の強風の風向の違いから下層の強風の源は中層の強風ではないことが示唆される。

図3.12 a ではわからないが、ドップラー速度の水平傾度がわずかに負の浅い領域が中規模下降流(北西側50 km 付近)の後方の地表近くにある。この領域は図3.7の地上発散域のすぐ後方にある収束域の上にある。この特徴は東西の垂直断面ではさらにはっきりする。上記の事実は中規模下降流のすぐ後方に浅い中規模上昇流があったことを示す。

弱エコー域のすぐ後方の35 dBZ 以上の反射強度はブライドバンドであろう。相対的に強い反射強度が降雨帯の後端で観測された理由については後で考察する。

反射強度と空気の垂直速度の時間高度断面を図3.12 b に示す。この間の地上の平均降雨強度は 51 mmhr^{-1} であった。5 km 以上におけるドップラー速度スペクトルは狭く、降水粒子が雪であることを示している(図省略)。しかしながらブライドバンドは観測されなかった。弱い反射強度が意味するように、雪粒子の数が少なかったことがブライドバンドが現れなかったことの原因であろう。2.5 km 以下では反射強度の変動は非常に小さい。これはエコーが層状性に見えることを意味している。高層気象台の降雨強度計記録(図3.8参照)も降雨帯の南部(~ 24 時)では層状性降雨に似た時間変化を示している。このような激しい降雨が層状性エコーを伴っているのは非常にまれである。

空気の平均垂直速度は3.5 km と4.0 km の間で 2 ms^{-1} を超えている。さらに、傾いた強風軸は5 km 付近にあるので、その下でも上昇流があることになる。図3.12aのドップラー速度分布を考慮すると、下層の上昇流は南東に向う成分を持っていることがわかる。垂直速度には $\sim 4 \text{ ms}^{-1}$ の変動があり、またほぼいつも正(上昇流)であった。この事実は大きな規模の上昇流の中に存在する対流により、この降雨がもたらされたことを示唆している。

半径20 km の円筒状領域の質量収支の結果を図3.12 c に示す。最大の収束($\sim -6.6 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)

は2.4 kmと3.1 kmで得られた。4.6 km以上では発散になる。0.4 kmでは流れは北から南へ向う。2.4 kmと3.1 kmの円形領域にはほとんどあらゆる方向から流入する。4.9 kmで平均上昇流は最大値 1.8 ms^{-1} となる。この値は前述のレーダ直上の上昇流の値とよく一致している。5 km以下で円筒領域内の平均上昇流の垂直分布から計算した凝結率は 23 mmhr^{-1} であり、一方半径20 km円内で観測された平均降雨強度は 35 mmhr^{-1} であった。もし5 km以上の凝結率も計算されれば、全凝結率は観測された降雨強度ともっとよく合うであろう。

3.2.4 考 察

(1) 地表付近の南東風の性質

降雨帯は台風中心の北にあったので、降雨帯付近では気圧場から東ないし北東の風が予想される。しかしながら、収束線の南東側では解析期間を通じてほとんどいつも南東風が観測された。風向は地上気圧傾度にはほぼ直交か逆向きであった。この移動する台風の前方には気圧下降域ができた。収束線はこの付近で発達した。したがって、南東風は変圧風と台風中心のまわりの傾度風から成ると考えられる。これは、台風のはるか南に東方から台風に向って流れてきた暖かい空気が台風中心には向わず、さらに変圧風により北に流れ、最終的に収束線に達したことを示唆する。

(2) 地表収束線の降雨帯における役割

3.2.2で見たように、関東地方では降雨帯による大雨が降る前から顕著な地表収束線が存在した。南東からの暖気は寒気の上を流れる。降雨域は収束線に沿って存在したが、時には地表収束が強くても弱い降水しか存在しないことがあった。ドップラー速度の北西—南東垂直断面(図3.10 a、11 a)からわかるように降雨帯の北部と中部では地表収束線による地表収束線付近のドップラー速度場への影響は有意なものではなかった。この事実から地表収束と1時間雨量との弱い相関を説明できる。地表収束は降雨帯の北部と中部では強雨をもたらすに十分な強い中規模循環をひきおこさなかった。この降雨帯における収束線の役割は北部と中部では二次的なものだった。他方、降雨帯南部の地表収束は中規模の強い傾いた上昇流とよく関連しており、強雨はそれに沿って起きた。

(3) 中規模の傾いた上昇流の機構

降雨帯南部では地表収束線に達した暖気は傾いた上昇流中を上昇する。上昇流のまわりの中規模の熱的構造を観測していないので、この中規模上昇流の性質について議論できない。傾いた中規模上昇流中の水平運動量の維持機構として、中規模対流系内の気圧傾度力が提案されている(Sanders and Emanuel, 1977; LeMone, 1983)。この降雨帯では上空の中規模気圧傾度は観測されていない。しかしながら地上気圧場からは地表の気圧傾度力により下層の流入する空気が減速されることが示唆される。したがって、傾いた中規模上昇流の機構は、下層の空気の水平運動量が上昇中保存されることによると推測される。

(4) 降雨帯中の下降流

3.2.3において降雨帯中に傾いた中規模上昇流が存在することが示された。そこでこれを補償す

る下降流の存在が問題になる。地表の中規模発散域は収束線の北西側にあったが、北西—南東断面 (C_1 と C_2) 内の地表付近の発散ははっきりしなかった。他方、断面 C_3 内の地表付近の発散域は 4 km にまで広がっている。この時降雨帯の北西端の中層 (6—7 km) に二次収束域があった。この高度では降雨帯内では南風、後方端では西風であることがドップラー速度の方位方向の変化から推定された。これらの風系は水平収束をつくる。Ogura and Liou (1980) は中緯度スコールラインの後部にこのような中層の収束を見出している。垂直断面 C_3 内の中層収束と下層発散は中規模下降流を示唆する。下層にゆくほど反射強度が減少することも、下降により乾燥した空気中の雨滴の蒸発によると考えられるので、中規模下降流の存在を示唆する。

(5) 降雨帯南部の後方端の強エコー

次に、降雨帯南部の後方 (北西) 端に比較的強い反射強度が観測された理由を考察する。図 3.13 は降雨帯南部の 2 km と 5 km における反射強度の分布である。5 km では線状の比較的強い反射強度域が降雨帯後方端で、また線状のより弱い反射強度域がそのすぐ前方で観測される。同様の特徴は 2 km でも見られる。このことは図 3.12 a で見られた降雨帯後方端の反射強度分布の特徴が中規模のひろがりを持っていることを示している。図 3.12 a からわかるようにこれら特徴的反射強度分布は上述の中層の収束域の下に位置している。したがってこの中規模で組織化された反射強度分布は中層の収束域と関連した中規模で組織化された循環によってひきおこされていると思われる。そこで循環と反射強度の中規模の組織化について次のように推測する。(1) 中層収束域の上の上昇流内で凝結が盛んになり、降雪粒子がつくられる。(2) 中層に入ってくる空気中を落下しながら、降雪粒子は風下に流される。そして反射強度の窪みができる。(3) 0°C 高度以下で降雪粒子は融けて、ブライトバンドができる。(4) ブライトバンド以下では、雨滴が前方の下降流からひろがってきた乾燥空気中で蒸発するため、反射強度は下にゆくほど減少する。

(6) 降水が層状性に見えることに対する風の垂直シャーの効果

Velocity-Azimuth-Display (VAD) 法 (Lhermitte and Atlas, 1961) により得られた風の垂直シャーは降雨帯中部および南部の下層で極端に大きい (図省略)。1 km と 3 km の間で平均のシャーがどちらにおいても $1.5 \times 10^{-2} \text{s}^{-1}$ に達した。すでに述べたように、北部と中部の間で観測された垂直安定度は下層ではほぼ中立であった。これらの事実は急速に傾いてゆく対流の発生を示唆する。このような対流があれば降水粒子は対流規模でよく混合するし、そうすればエコーは層状となって観測される。

3.2.5 結 論

1981年10月22日の強雨をもたらした台風降雨帯の構造は模式的に図3.14のように表わされる。

降雨帯の南東方の下層の暖かく湿った空気は気圧傾度力に直角または反対向きに流れる。おそらく変圧風の成分を持っていたと思われる。この空気は降雨帯に入り、傾きが $1/10$ — $1/20$ の上昇流を上昇する。この傾きは降雨強度が最大の降雨帯南部で最も急だった。この空気は上昇するにつれ、

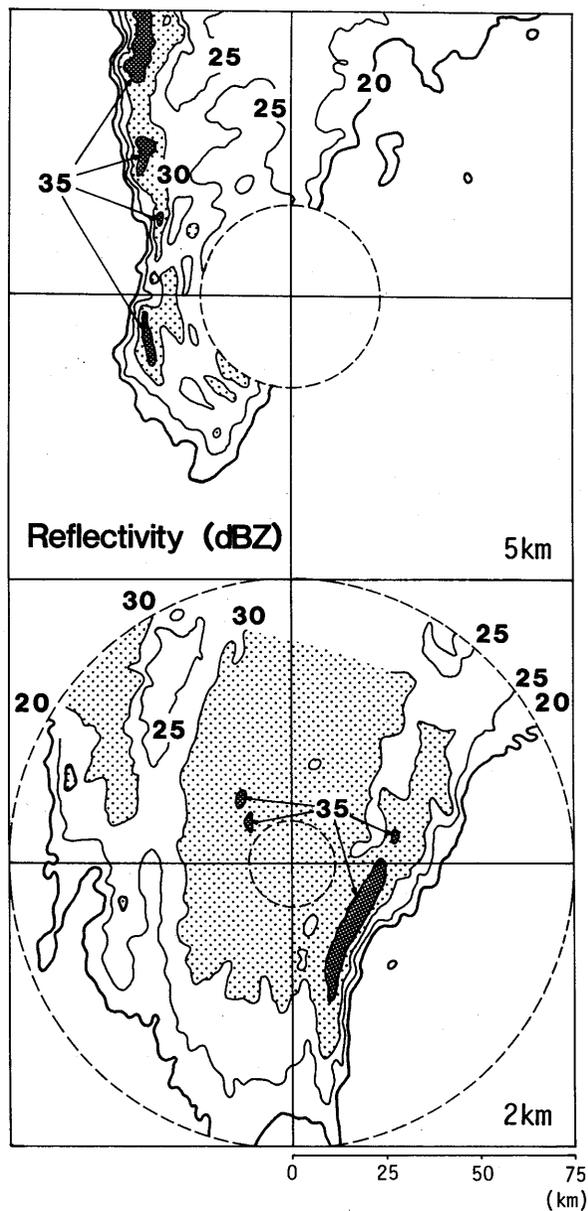


図 3.13 降雨帯南部における 5 km と 2 km の反射強度の水平分布。

向きを北北東に変えた。傾いた上昇流の軸の上では流れは層流に近かった。この流れを反映して上層に層状エコーが生じ、融解層以下ではブライトバンドがあらわれている。上昇流の軸の下では対流性の運動が観測された。しかしながらこのエコーはどちらかと言うと層状性であった。これは急速に傾く対流による混合の結果である。降雨帯後方中層の相当温位の低い空気が降雨帯の後部に入った。この空気は降水粒子の蒸発により冷され、中規模下降流となったと考えられる。地表収束

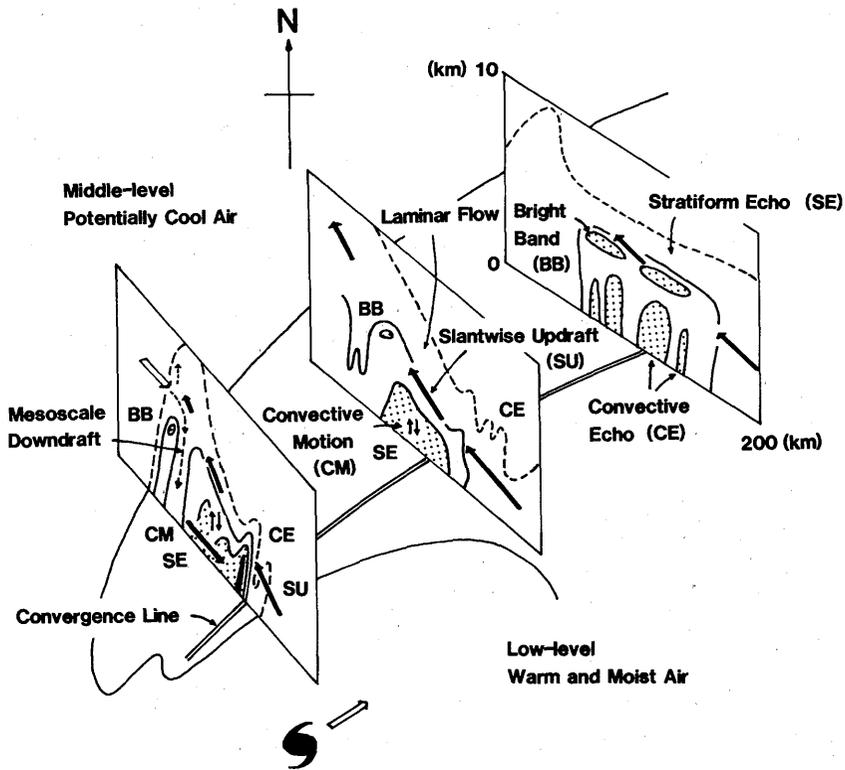


図 3.14 温帯低気圧にかわりつつある台風 8124 号の中心の北側の降雨帯の模式図。

線は常に存在したが、降雨帯の南部を除き、下層収束と直接の関係はなかった。

謝 辞

ドップラーレーダ資料の収集・解析にあたり気象衛星研究部の青柳二郎、松浦和夫両氏に多くの点でご援助頂きました。また高層および地上気象観測資料の収集にあたり高層気象台および東京・仙台管区気象台管内各気象官署のご協力を頂きました。図の一部は常岡好枝さんに描いて頂きました。

3.3 台風 8305 号の降雨帯の構造の解析*

3.3.1 台風 8305 号の概観

図 3.15 は台風 8305 号の経路を示している。2 台のドップラーレーダによる観測は、1983 年 8 月 17 日 07 時 03 分～同 46 分の間に行われた。ほぼこの時刻に、台風が握美半島に上陸した。台風は中心気圧は 974 hPa で、20 km/h の速度で北北東 (20°) の方向に進んだ。

台風は一般に、日本本土に接近するにしたがって、熱帯低気圧としての特性を徐々に失って、最

* 石原正仁・柳沢善次：台風研究部，榊原 均：予報研究部，松浦和夫・青柳二郎：気象衛星研究部

TRACK OF T8305

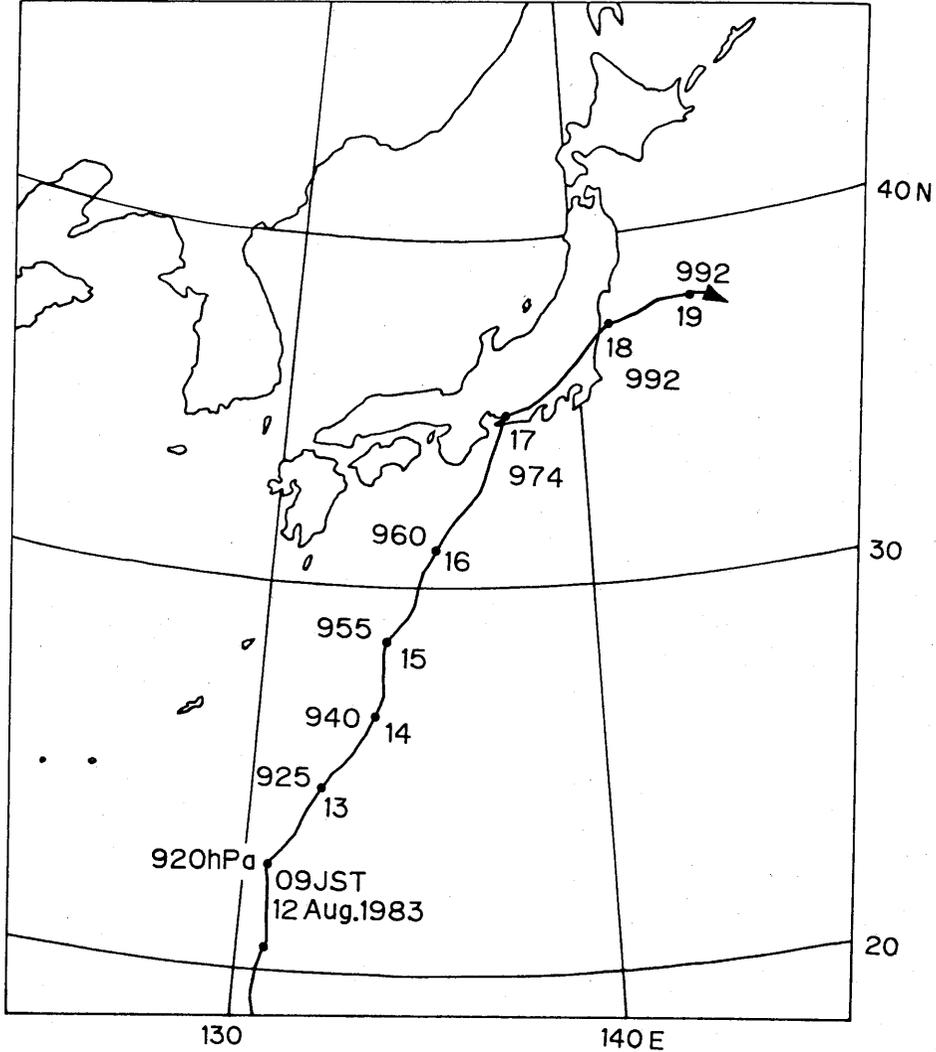


図 3.15 台風 8305 号の経路と中心気圧。

終的には温帯低気圧になる。この温低化の過程は村松 (1982) によって調べられた。それによると、温低化はまず台風周辺の温度場の軸対称性の喪失と、台風中心付近の暖域の消失によって始まる。

図 3.16 は 1983 年 8 月 17 日 09 時の 500 hPa と地上の天気図である。台風周辺の地上の等圧線はほぼ円形であり、対流圏下層に強い低気圧性の渦が存在している。500 hPa の偏西風は、北緯 40 度より北に見られるが、台風は、この偏西風のはるか南にある。台風周辺の温度場は、ほぼ軸対称である。200 hPa には、台風の中心付近に暖域が存在する。これらのことから、この台風は、偏西風の影響はほとんど受けておらず、熱帯低気圧としての力学的、熱力学的特性を保持していたことがわかる。

3.3.2 観測結果

(1) 降雨帯のメソスケールの形態

図3.17は、富士山レーダで観測されたエコーの分布である。観測された降雨帯は、台風中心の北東300 km にあって広範囲に広がった降雨域の中に存在した。

図3.18は、筑波レーダで観測した降雨帯周辺のエコーの分布である。ここで便宜的に、降雨帯を30 dBZ以上の反射強度を持った領域と定義する。いくつかの降雨帯が広がった層状性エコーの中に見られる。これらは10~20 kmの幅を持ち、50~60 kmの間隔で並んでいる。2台のドップラーレーダで観測された降雨帯は、117°~297°の方角に走っており、台風中心を中心とする円となす角は25°であった。

降雨帯内のレーダエコーの移動速度は、反射強度のコアを追跡して求めた。図3.19は、このエコーの移動速度 V_e と、台風中心の移動速度 V_c である。 V_{ec} は、台風中心に相対的なエコーの移動速度であって、これは、動径成分 V_{rc} と接線成分 $V_{\theta c}$ に分けられる。 V_{rc} と $V_{\theta c}$ は、それぞれ1と18 m/sである。 V_{rc} は、近似的に降雨帯の台風中心に対する動径方向の伝播速度と考えられるが、これが非常に小さいことから、降雨帯は、動径方向にはほぼ静止していたことがわかる。

3 cm ドップラーレーダの REI 観測によると、降雨帯のエコー頂は、約9 kmで、その周辺の層状性エコー内には、高度5kmにブライトバンドが存在した。筑波における08時30分の高層観測(図3.20)によると、この降雨帯は、地上から600 hPa に対流不安定層を持った深い湿潤層内にあったことがわかる。

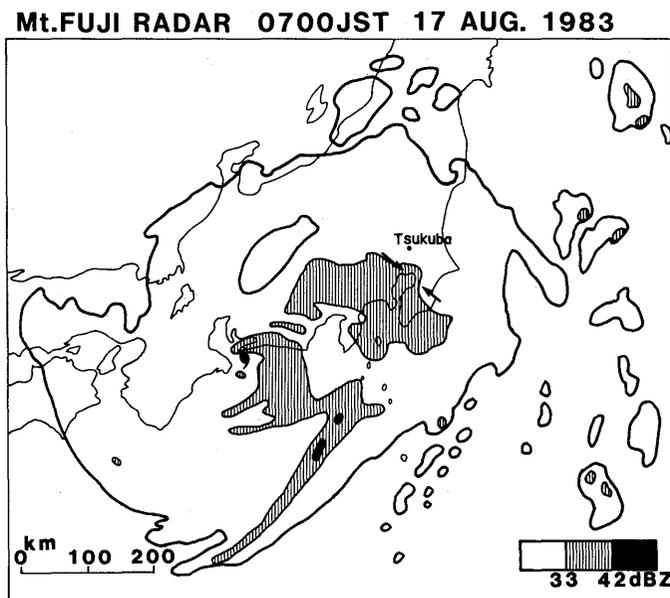


図3.17 1983年8月17日07時の富士山レーダで観測されたエコー分布。矢印は降雨帯の位置を示す。

TSUKUBA RADAR REFLECTIVITY (Z_e) 0730JST 17 AUG 1983

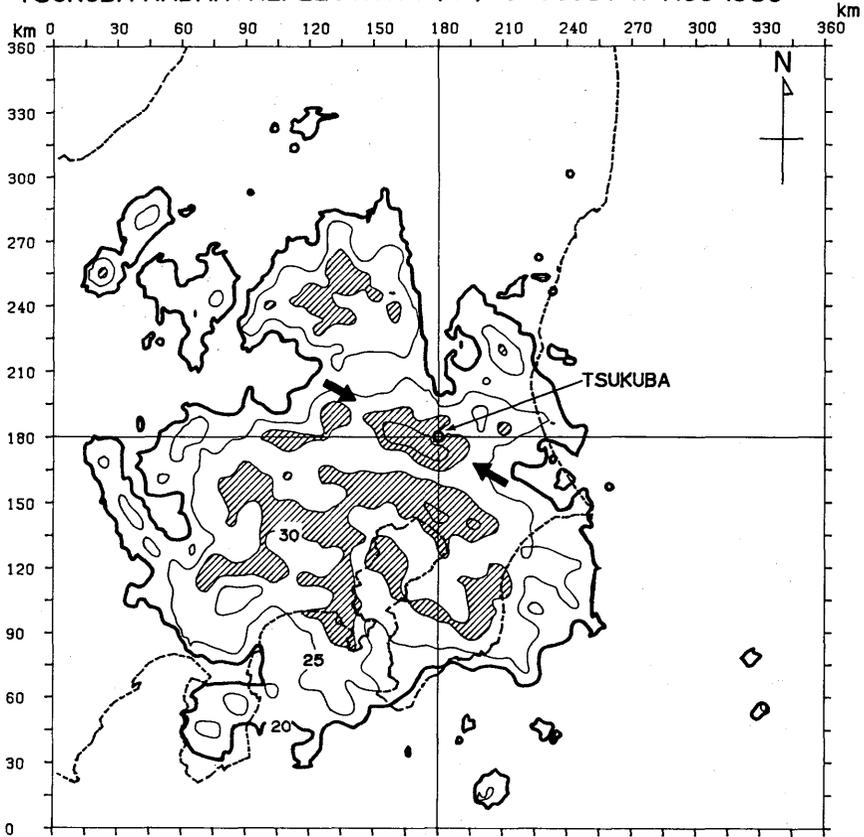


図 3.18 筑波の 5 cm レーダで観測した降雨帯周辺のレーダエコーの分布。仰角は 0.9°。矢印は問題としている降雨帯を示す。等値線は 20 dBZ から 5 dB 間隔。反射強度が 30 dBZ 以上の領域に斜影をほどこした。

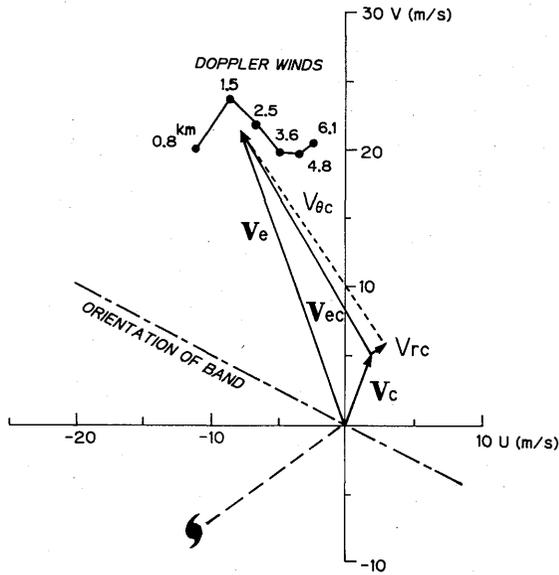


図 3.19 降雨帯を構成するエコーの移動 V_e 、台風中心の移動 V_c 、台風中心に相対的なエコーの移動 V_{ec} を示す。2 台のドップラーレーダの観測から求めた平均風の hodograph も示す。

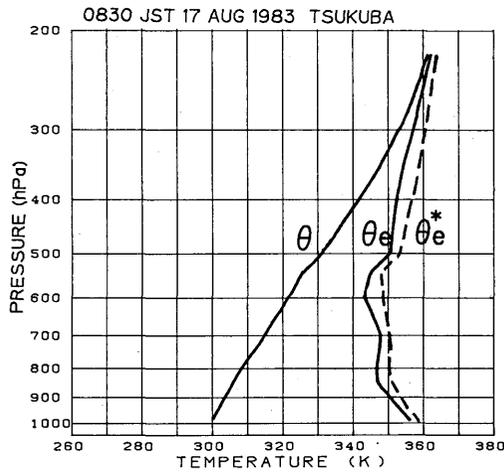


図 3.20 1983 年 8 月 17 日 08 時 30 分の筑波で観測された温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の鉛直プロファイル。

(2) 水平風分布

図 3.21 は、07 時 42 分における降雨帯内の、エコーに相対的な水平風(以下これを相対風と呼ぶ)の分布を示している。今後、風場の議論には、この相対風 V' を使用する。便宜上、観測領域を図 3.22 に示すように、3 つの部分に分ける。すなわち、内側領域 (inner side、台風中心側領域)、降

0741 JST 17 Aug. 1983

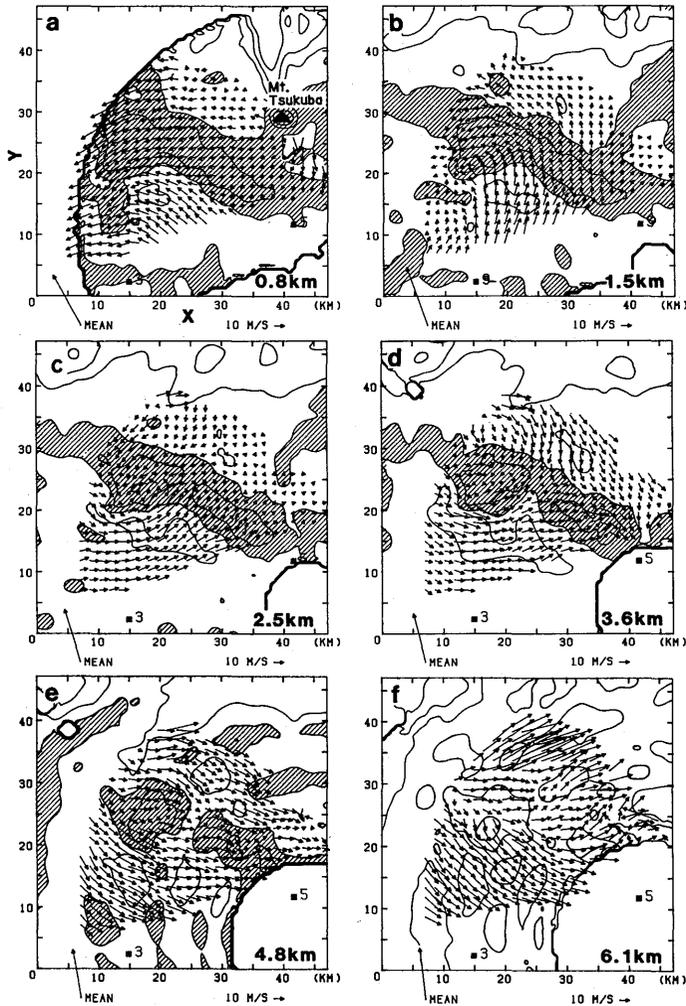


図 3.21 1983年8月17日07時41分の反射強度と降雨帯のエコーに相対的な水平風分布。(a) 0.8 km、(b) 1.5 km、(c) 2.5 km、(d) 3.6 km、(e) 4.5 km、(f) 6.1 km。反射強度の等値線は5 dB 間隔。30 dBZ 以上の領域に斜影がつけてある。各高度の平均風を図の左下に示した。また図の右下に10 m/sの風ベクトルの大きさを示した。ぬりつぶした四角形は、ドップレーダの位置を示す。

雨帯領域、外側領域 (outer side) である。外側領域から内側領域に向かう相対風を、“流入” と呼び、その逆の流れを、“流出” と呼ぶことにする。図 3.21 に示される様に、各高度の相対風は、降雨帯の北西側を除き降雨帯に沿ってほぼ2次元的である。観測領域内の平均風*は、高度0.8 kmで330°、高度6.1 kmで355°である。このような弱い鉛直シアは、熱帯低気圧の典型的な特性である。

* 各高度で観測された風のベクトル平均を平均風と呼ぶ。

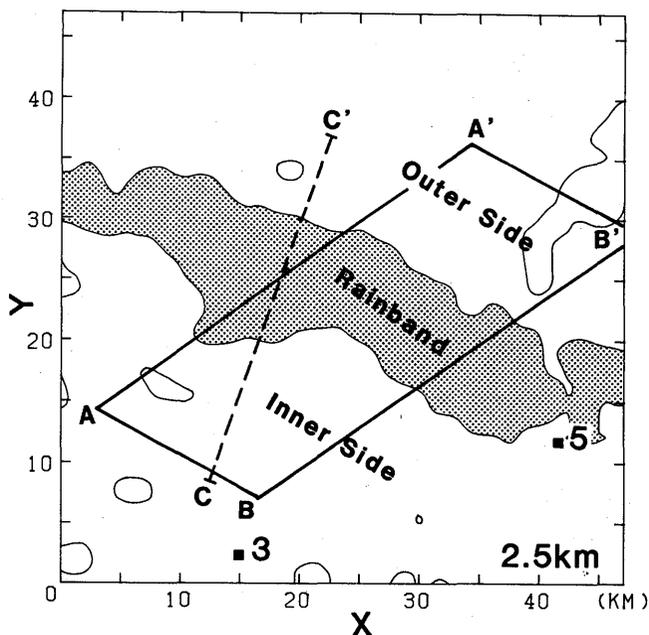


図 3.22 図 3.23～3.28 の合成断面の位置。合成断面は、A-A'-B'-B-A で囲んだ領域で作製した。陰影部は高度 2.5 km での反射強度 30 dBZ 以上の領域を示す。破線 C-C' は図 3.29 で示す 3 cm ドップラーレーダの REI スキャンの位置。観測領域は、外側、降雨帯、内側の 3 つの領域に分けられる。

25 m/s に達する最大風速は、高度 1.5 km に見られ、この高度は、Izawa (1964) と、Frank (1977) が示した台風合成図における最大風速の高度と、ほぼ一致する。

高度 0.8 km (図 3.21 a) では、相対風は降雨帯の風下側 (北西) に向っている。内側領域の流れは、降雨帯にほぼ平行である。外側領域と降雨帯内には、弱い流入が見られる。この平行流と流入成分が降雨帯の内縁付近で収束している。高度 0.5 km では (図略)、この平行流は存在せず、観測領域全域で流入が卓越している。

高度 1.5 と 2.5 km では (図 3.21 b、c)、エコーの移動速度と観測領域内の平均風がほぼ一致するので、相対風は一般に弱い。全域で流出が見られるが、外側領域の流出は非常に弱い。

高度 3.6 km では (図 3.21 d)、降雨帯の中央に両側からの水平風の収束が見られる。流れは全体に降雨帯の風上 (南東) に向かっている。

高度 4.8 km (図 3.21 e) では、流れはほぼ平行である。反射強度に同心円状のパターンが見られるが、これは融解層付近のデータの内挿法に起因している。

高度 6.1 km (図 3.21 f) では、降雨帯の中央付近に明瞭な発散流が見られる。この発散は主に外側領域の流出にもとづいている。ここでの風ベクトルの中には、降雨帯に直角にむいているものもある。内側領域の相対風は、降雨帯にほぼ平行である。

降雨帯内には、渦を持った流れも見い出された。図 3.21 b に示すように、降雨帯の北西部分には、突起状の小領域が存在し、ここには、局所的な低気圧性回転の流れが見い出される。ここを便宜的に“渦領域”と名づける。この渦領域は、局所的な上昇流域でもある。ここでの渦度の最大は、高度 2.5 km において $+3 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ で、この値は、雷雲内の渦度より 1 桁小さい (Kropfli and Miller, 1975; Ray et al., 1981)。

(3) 鉛直断面

(1) で述べたとおり、この降雨帯内の流れの場は降雨帯の走向に沿ってほぼ 2 次元的であった。これは、台風中心からの動径成分が降雨帯の形成、維持に主要な役割を果たしていることを示している。そこで、図 3.22 の A-A'-B'-B-A で囲まれる領域内の 7 つの動径方向の鉛直断面を合成して、降雨帯の動径方向のメソスケール循環を調べる。

図 3.23 は、反射強度 Z_e の合成断面図である。水平風のシャーベクトルの動径成分は、外側に向いているが、降雨帯の強雨軸は直立している。降雨帯内にはブライドバンドは存在せず、これは降雨帯内に対流性の鉛直運動があったことを示唆している。この様子は、図 3.29 の 3 cm レーダの REI 観測の結果からも確かめられる。降雨帯のすぐ近くの層状性エコーの反射強度は、他の領域のそれより小さい。

図 3.24 は、エコーに相対的な水平風の動径成分 V_r' である。高度 1.5 km 以下では、台風中心に向かう 2~3 m/s の流入成分が見られる。高度 0.8 km での地面に対する水平風は、図 3.19 で見たように、20 m/s を越えているから、この流入は Izawa (1964)、Frank (1977) が示したように、境界層内の摩擦収束による流入であろう。高度 0.5~0.7 km (図略) では、この傾向がより顕著である。流入は、外側領域の高度 3.6 km まで広がっているが、内側領域と降雨帯の内側半分では、流出成分が見られる。この流出の最大は、降雨帯内縁の高度 3 km 付近の 4 m/s である。これらの流出と流入成分によって、降雨帯内に収束域が作られている。高度 6.1 km では、流出成分が降雨帯の中央部で加速されて、発散域を形成している。

図 3.25 は、相対水平風の接線成分 V_θ' の合成図である。下層で風下 (北西) に向かう流れ、中層で風上 (南東) に向かう流れである。ただし、地面に対する風はすべての高度で風下に向かっている。 V_θ' の最大、+3 m/s は、高度 1.5 km の降雨帯内縁にあり、 V_θ' の極大域は降雨帯中央の中層にのびている。これは、下層の水平運動量が上昇流によって中層に運ばれた結果であろう。

図 3.26 は発散の合成図、図 3.27 は、 V_r' の合成図 (図 3.24) より導いた発散の分布である。両者のパターンはよく一致しており、降雨帯に沿った流れがほぼ 2 次元的であることを裏付けている。降雨帯内には、下層の内縁から中層の外縁に向かって大きく傾いた収束域が存在し、その傾きは、水平面から約 30° である。収束の最大は高度 2.5 km 付近にあり、その値は $-0.8 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ である。発散域は、降雨帯の頂部付近と、下層の強雨域付近にある。

図 3.28 は、鉛直流 W の合成断面図である。下層の降雨帯内縁から高度 6.1 km のほぼ中央に向か

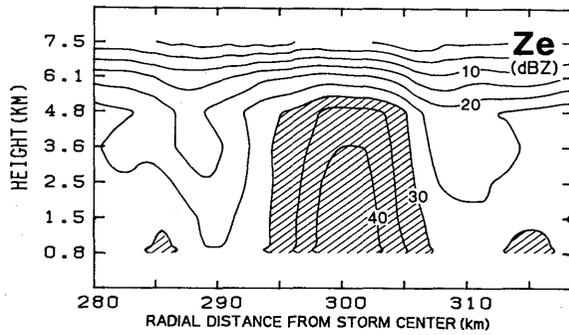


図 3.23 台風中心から動径方向の反射強度 Z_e の合成鉛直断面図。鉛直断面図は図 3.21 で示したデータから作製した。合成領域は図 3.22 に示した。等値線の間隔は 5 dB で、反射強度 30 dBZ 以上の領域に斜影をつけてある。横軸は台風中心からの距離を示す。

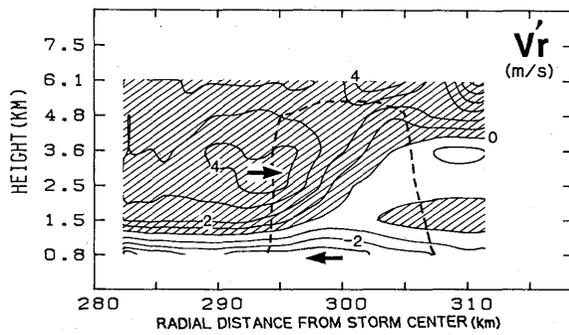


図 3.24 図 3.23 と同様。ただし降雨帯のエコーに相対的な風の動径成分 V_r' 。等値線の間隔は 1 m/s。正領域に斜影をつけた。破線は 30 dBZ の等値線を示す。

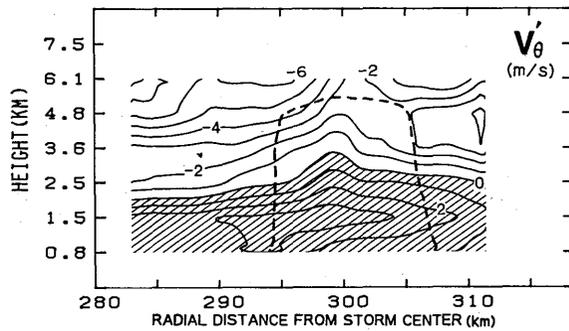


図 3.25 図 3.23 と同様。ただし相対水平風の接線成分 V_{θ}' 。

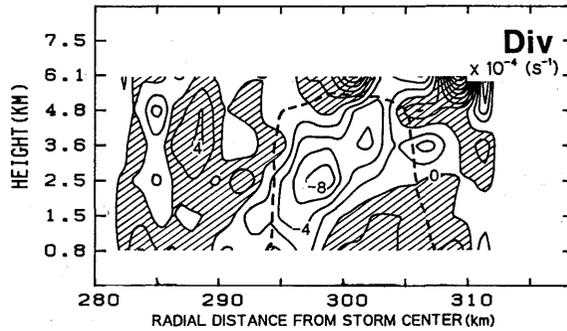


図 3.26 図 3.23 と同様。ただし合成発散分布。等値線の間隔は $2 \times 10^{-4} s^{-1}$ 。正領域に斜影をつけた。

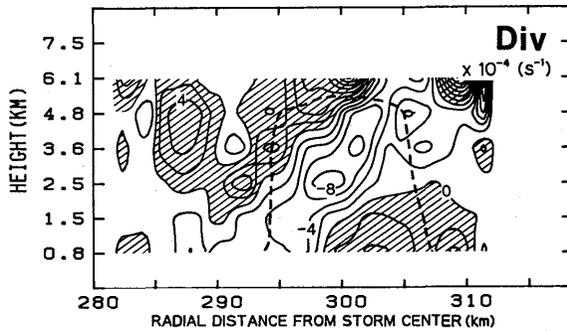


図 3.27 図 3.23 と同様。ただし V_r から求めた発散分布。

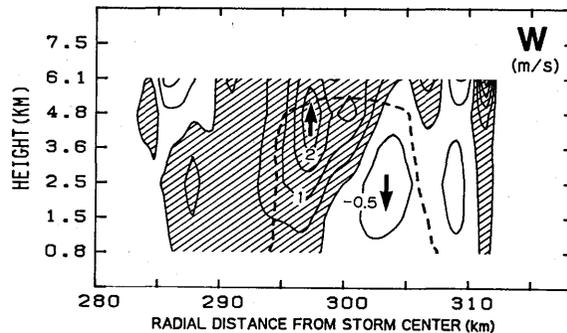


図 3.28 図 3.23 と同様。ただし鉛直流 W の合成断面図。等値線の間隔は 0.5 m/s 。正領域に斜影をつけた。

う、傾いた上昇域が見られる。上昇流の最大は約 2 m/s であり、傾きは約 70° で、前述の収束域の傾きに比べると小さい。この上昇域の下には 1.0 m/s 以下の弱い下降流が存在し、その位置は反射強度の大きい領域の外側半分と一致している。上昇域で作られた雨滴は、初め中層の水平風の流出成分によって外向きに流され、上昇域からはずれると落下し下層の流入成分によって内側に流され

ながら地面に達する。したがって、反射強度の大きい部分は、収束域や上昇域ほど傾くことがないと思われる。降雨帯より外側の層状エコーの領域の0°C層より下に、弱い下降流が見られるが、これは降雨帯内の上昇流の補償下降流に相当すると思われる。

3.3.3 考 察

Barnes et al. (1983) の航空機によるハリケーンの降雨帯の観測は、今回の観測結果と比較し得る唯一の例である。外側に大きく傾いた収束軸は最も顕著な類似点である。彼らの軸の傾きは11°で、今回の結果(30°)より大きな値を示している。これは彼らの観測した降雨帯が中心から80 kmの位置にあり、風の鉛直シャーの動径成分が今回の場合より大きかったことに起因すると思われる。収束域の一致に伴い、上昇域の分布もよく一致し、その値(～2 m/s)もほぼ等しい。

2台のドップラーレーダの観測では得られなかった、高度0.8 kmより下での流れを調べるために、3 cm ドップラーレーダのREI観測のデータを用いた(図3.22の破線C-C'参照)。図3.29は降雨帯を横切る反射強度とドップラー速度の鉛直断面図である。大きいドップラー速度を持った部分が、前述の傾いた収束域の位置と一致して存在している。3 cm レーダから13 kmと27 kmの距離の高度1 kmより下の境界層内に、収束域が存在する。13 kmの収束域は降雨帯の内縁近くに位置し、中層の主要な収束域と連結していると考えられる。この層内の相当温位は、図3.20で示したように355 K以上である。降雨帯の外側領域から摩擦によって、台風中心方向に流入する湿潤空気は、13 km付近の収束によって上昇させられ、降雨帯の形成、維持のための主要なエネルギー源となっていると考えられる。

今回の降雨帯内に見られた、上昇、下降域の対、外側に傾いた収束域の存在、小さい外向きの伝播速度については、Yamasaki (1983) の台風の軸対称数値モデルの中で作られた成熟期の台風における、「長続きするメソ対流」の構造と類似していた。この対流においては、境界層内の強風に起因する摩擦による湿潤空気の流入と、降雨帯の下降流によって作られる下層の寒気域が重要である。

降雨帯内の対流スケールの運動を見るために、高度3.6 kmにおける鉛直流の分布を、図3.30に示す。降雨帯の内縁に沿って、4～5 kmの間隔で上昇域が並んでいる。同様な傾向が降雨帯の中心域から外側領域の下降域に見られ、対流スケールの鉛直運動が降雨帯に沿って並んでいることがわかる。

3.3.2(2)で述べた“渦領域”では、±3～4 m/sに達する上昇、下降流が存在し、ここでは熱や運動量の鉛直輸送が他の領域にくらべて大きいことが予想される。しかしこのような渦を伴う小領域の存在の一般性とその果たす役割を調べるためには、さらに多くの観測が必要である。

3.3.4 ま と め

2台のドップラーレーダを用いて、台風8305号の降雨帯の構造を調べた。大きく外側に傾いた収束域、2 m/s程度のメソスケールの上昇流、1 m/s以下の下降流、境界層内の降雨帯内縁の収束域、対流スケールの鉛直流などの存在が明らかになった。2台のドップラーレーダの観測が、メソスケール

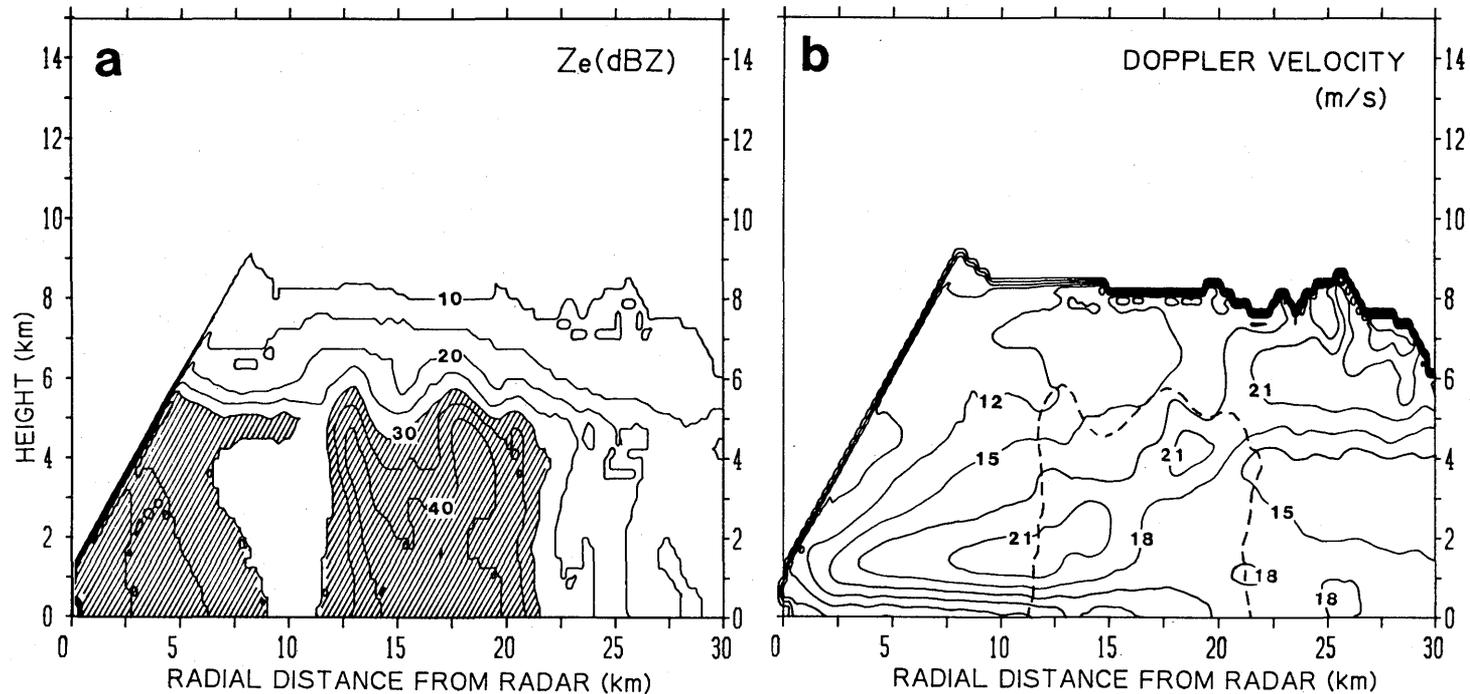


図 3.29 1983 年 8 月 17 日 07 時 30 分の 3 cm ドップラーレーダの 20° の方向の REI 観測による (a) 反射強度、(b) ドップラー速度の分布。この断面の位置は 図 3.22 に示した。等値線の間隔は 5 dB で、30 dBZ 以上の領域に斜影をつけてある。鉛直方向の倍率は、図 3.23~3.28 と異なる。(b) の破線は 30 dBZ の等値線を示す。

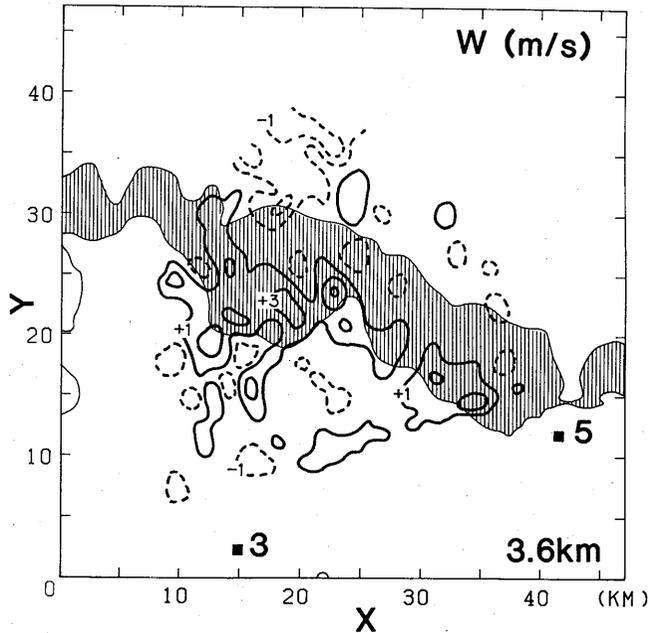


図 3.30 高度 3.6 km の鉛直流の水平分布。実線は 1 m/s から 2 m/s 間隔の上昇流、破線は下降流の等値線を示す。

ルの擾乱の構造を解明するための有力な手段であることも確認された。

謝 辞

東京レーダのデータを提供していただいた東京管区气象台、及び地上観測資料及びアメダスのデータを提供していただいた東京、仙台各管区内の各気象官署に感謝いたします。

3.4 台風 8514 号の降雨帯の解析*

3.4.1 台風的一般的特徴

台風 8514 号の経路と中心気圧を図 3.31 に示す。台風 8514 号は、1985 年 8 月 28 日 09 時に台風に発達している。その時の中心気圧 990 hPa である。その後北西に進んでいたが、30 日に進路をやや北に変え、31 日未明、関東地方に上陸し、31 日 2 時頃 2 台のドップラーレーダの間を通過している。この時の中心気圧は 996 hPa であった。解析対象の降雨帯は台風が上陸する頃 2 台のドップラーレーダの観測域を通過している。

図 3.32 は 8 月 30 日 21 時の地上天気図である。この天気図からわかるように、この台風は弱い小型 (1000 hPa の等圧線の直径約 60 km) の台風であった。しかし、レーダによると (図 3.34) 眼の

* 田畑 明：台風研究部，榊原 均：予報研究部，石原正仁・柳沢善次：台風研究部，松浦和夫・青柳二郎：気象衛星研究部

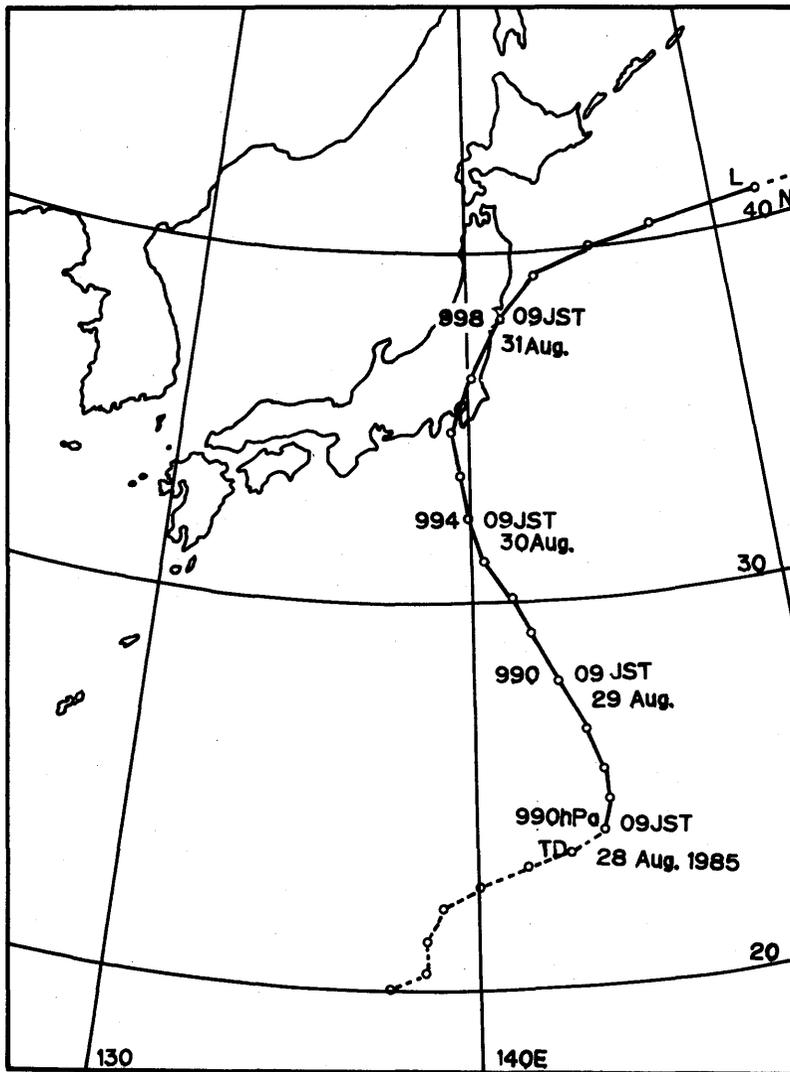


図 3.31 台風 8514 号の経路と中心気圧。

壁雲やスパイラルバンドが、はっきり観測されており、台風の構造はしっかり維持されていた。

図 3.33 は 8 月 30 日 21 時の 500 hPa の天気図である。台風 8514 号付近には、南から暖気が流入し一様な暖気場になっていて寒気の流入は見られない。したがって台風の温帯低気圧化は解析対象の降雨帯を観測した時にはまだ始まっていないと考えられる。この事は、レーダで観測されたエコー分布が台風の特徴を維持していることとも一致する。

3.4.2 レーダ反射強度分布の特徴

図 3.34 に筑波の 5 cm レーダで得られた反射強度分布を示す。8 月 30 日 21 時 46 分には直径 60 km の眼がレーダの南南西 150 km に存在している。また台風中心の北～東側に、 OUTER BAND が

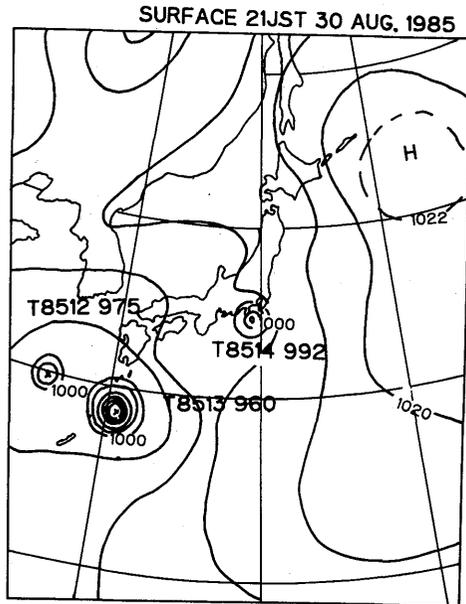


図 3.32 1985年8月30日21時の地上天気図。

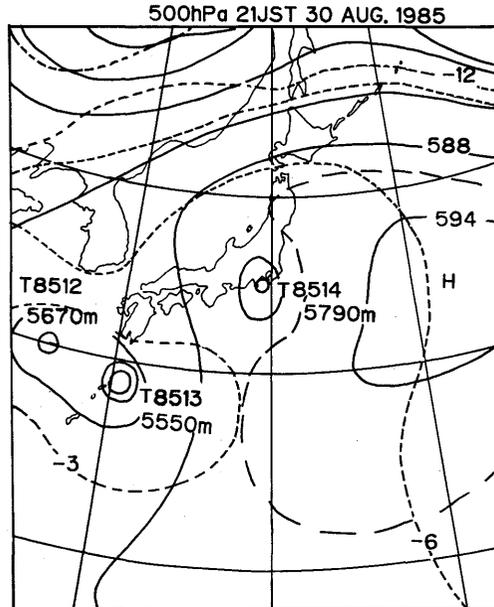


図 3.33 1985年8月30日21時の500 hPa の天気図。実線は等圧面高度(×10 m)、破線は気温(°C)を示す。

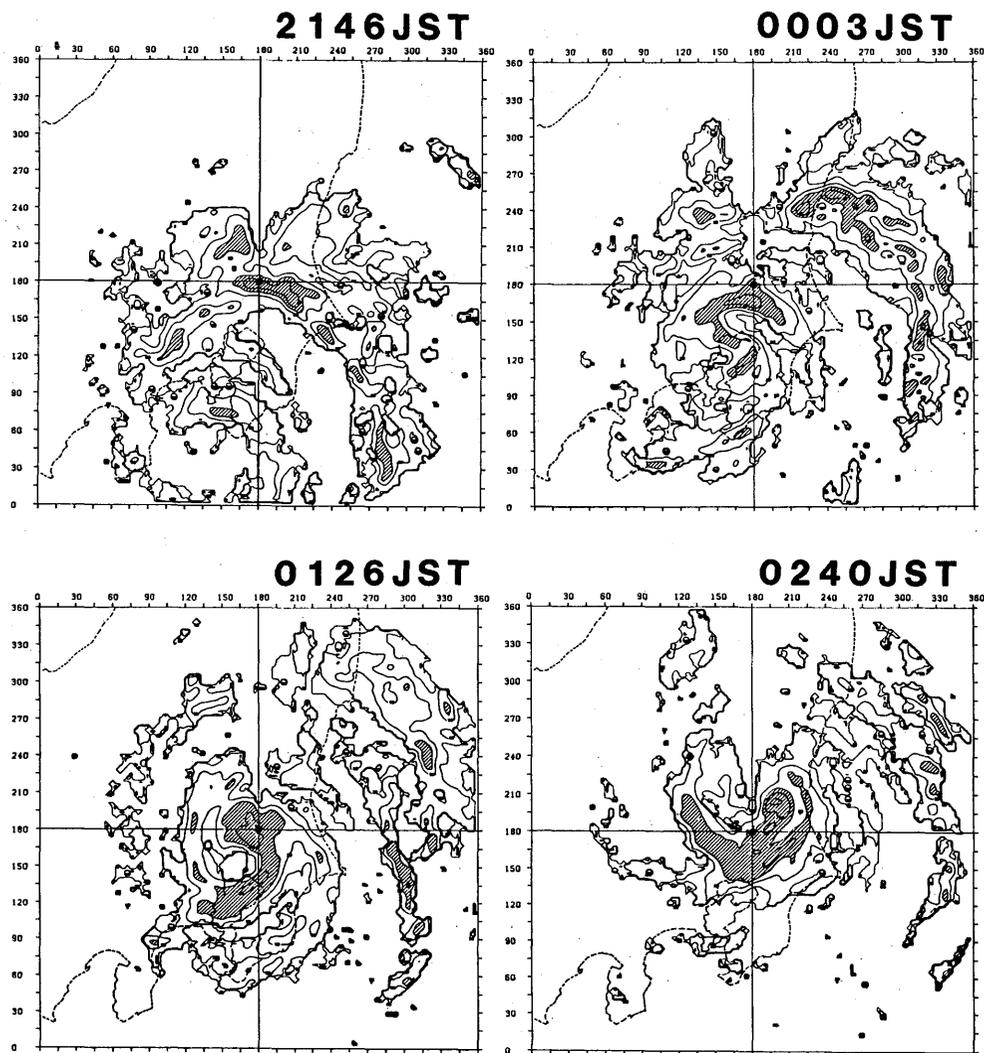


図 3.34 筑波の 5 cm レーダで得られた反射強度分布。等値線は 20 dBZ から 5 dB 毎、35 dBZ 以上の領域に陰影をつけた。

見られて、3.4.1 で述べたように、台風の構造が良く維持されている。

8月31日0時3分には、眼はうまりかける。しかし中心付近には、後に壁雲を形成する強いエコー、また中心の北側には、東西に広がる弧状エコーが存在している。地上の降水強度観測によると、このエコーは対流性のエコーであると考えられる。ここでは、この弧状エコーがさらに北上した時の構造を解析している。

1時26分になると、再び眼がはっきりしてきて、壁雲が眼の東側象限に形成される。眼の大きさは 30 km と大きくなっていく。0時3分に見られた弧状エコーはこの時にはもう存在していない。

2時40分になると、壁雲は中心の南に移動している。このパターン変化から壁雲が台風中心に対

して回転していることが推測される。眼の形は筑波山のビームカットの影響もあってはっきりしない。

3.4.3 降雨帯の性質

次に地上降雨の状況から降雨帯の性質を見てみよう。図3.35は、筑波の高層気象台で観測した降水強度の時間変化である。これと3.4.2で述べたレーダ反射強度分布を対応させて、降雨帯を分類してみる。まず、8月3日20時から23時にかけて1つの降雨帯が観測されている。これは顕著な対流性の降水であることと、21時46分の強度分布からアウターバンドによる雨と考えられる。

23時過ぎから別の降雨帯がかかってくるが、24時から31日1時にかけては、インナーバンドによる降雨、1時から2時前までは1時26分のレーダ反射強度分布から眼の壁雲による雨と考えられる。そして中心が最も近づいた2時過ぎに1時雨がやみ、そして再び後面で強雨が降っており、この降雨パターンから見ても、この台風が、台風の構造を良く維持していることがわかる。

この報告でとりあげた降雨帯は24時頃筑波を通過しており、0時20分頃にピークを持つ1つの降雨帯が対応すると考えられる。これに比べて、20時から23時の間には、このピークより小さい積雲スケールの降雨強度のピークがいくつか見られる。以上の事より、解析対象の降雨帯は、台風8514号のインナーバンドであり、アウターバンドの中に見られる降水雲よりもスケールの大きい対流性の降雨帯であることがわかる。

3.4.4 降雨帯の時間変化

解析の対象とした降雨帯はそのライフサイクルにおいてどんなステージにあったかを次に見てみよう。

図3.36は筑波の5cmレーダで観測した降雨帯の35dBZ以上の領域の時間変化をあらわしたものである。8月30日23時46分には長さ90km以上の弧状の降雨帯となっており、40dBZ以上の領域も長さ35km以上あった。これが、8月31日0時にかけて、40dBZ以上の領域も大きく1つにまとまっており、この頃が降雨帯の最盛期であったと考えられる。ここで構造を解析している0時30分には、40dBZ以上の領域は東西にわかれ、幅も狭くなり、降雨帯の衰弱が始まっている。これが1時3分には、降雨帯の長さは30km程度になり、降雨帯は2本に別かれている。2本の降雨帯のうち台風中心に近いものは40dBZ以上の領域もなくなり、衰弱しているが、遠い方の降雨帯は、40dBZ以上の領域があらわれやや発達している。

以上のことから、ここで解析しているのは全体としては、長盛期をやや過ぎた降雨帯で、その中で、台風中心に近い部分は衰弱が始まっているが、台風中心から遠い部分は、まだ発達している段階にあったと言える。

3.4.5 水平風分布の特徴

降雨帯の水平風の分布を1kmごとに、下層1kmから6kmまで求めた(図3.37)。まず気づく事は、下層から上層まで、平均の風は、東南東の風で大きな変化がなく、上下の空気がよく混合さ

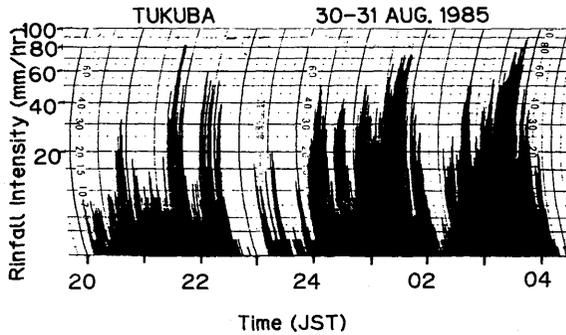


図 3.35 1985年8月30日から31日の筑波の高層気象台における降雨強度の時間変化。

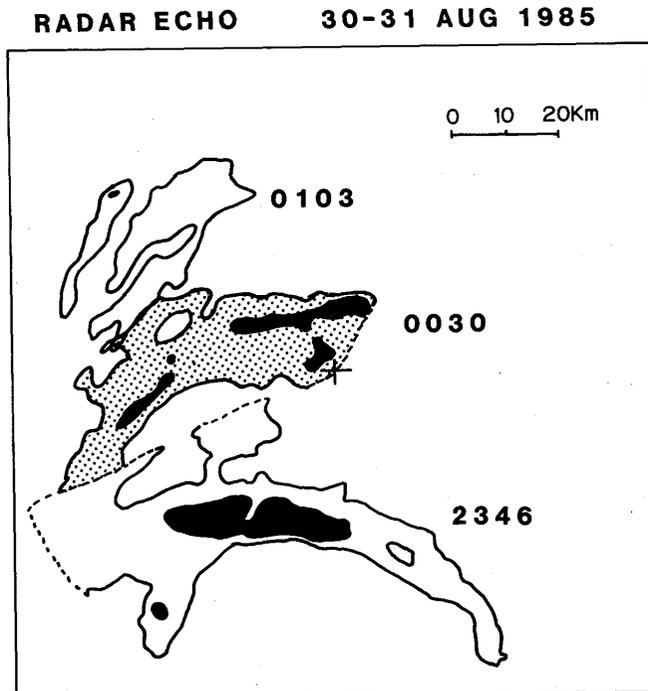


図 3.36 筑波の5 cm レーダで観測した降雨帯の 35 dBZ 以上の領域の時間変化。黒くぬりつぶしたのは 40 dBZ 以上の領域。十字はレーダ中心の位置。破線は、観測範囲外にも降雨帯が続いていることを示す。

れているのがわかる。この事は、3.4.3 で述べた降雨帯の性質が対流性であることと一致する。風の水平分布は、降雨帯に対してほぼ様な流れになっている。

次に細かく流れを見ていくと、降雨帯の外側域（降雨帯の台風中心から遠い側をここではこう呼ぶ）、では内側域（台風中心に近い側）に比べて風の東成分が大きくなっている。これは降雨帯の中では、どの高度でも北から南に向う流れ、つまり台風中心に向う流れが存在することを示唆する。

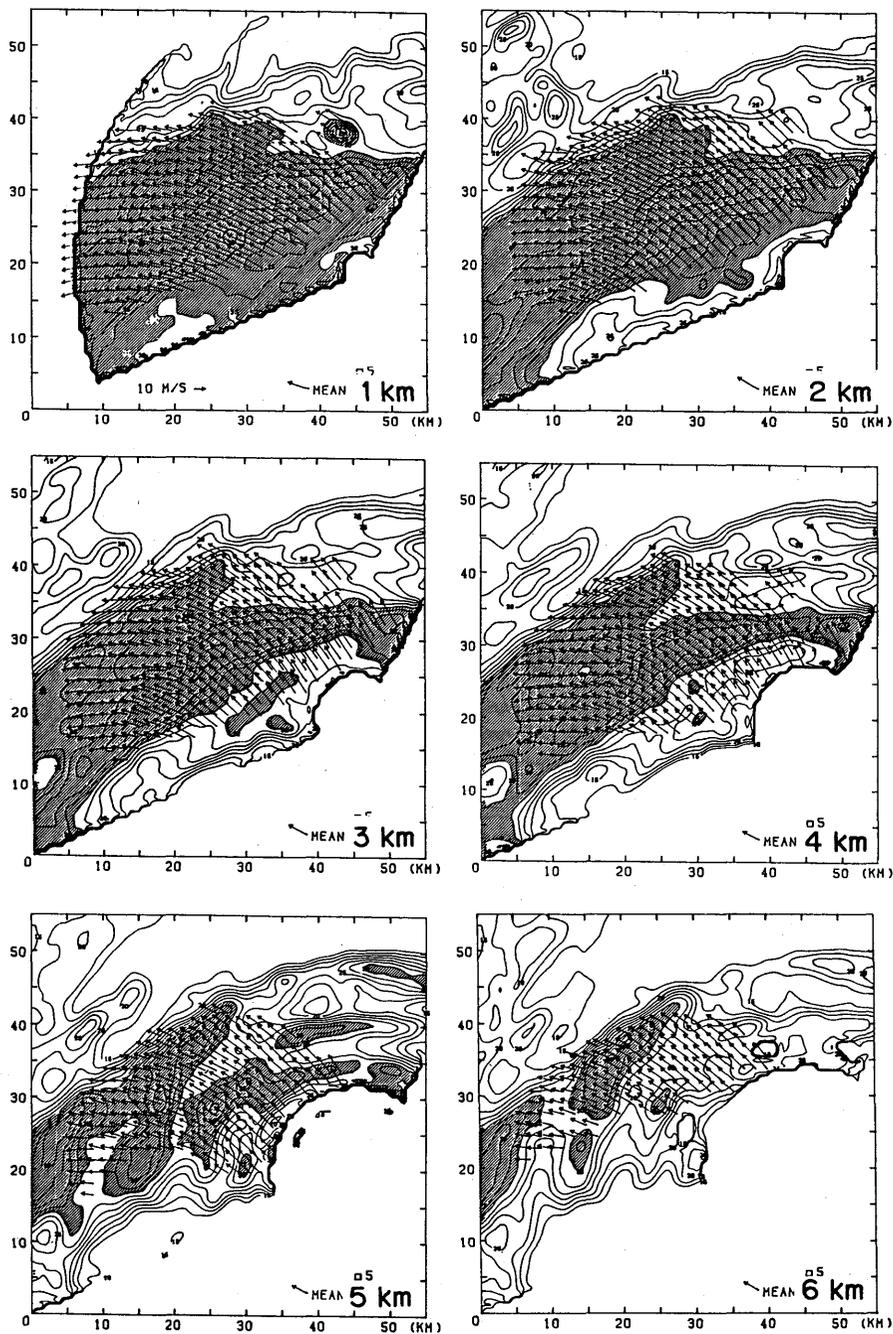


図 3.37 水平風の分布と、反射強度 (Z_e) の分布。反射強度のコンターは 15 dBZ から 2.5 dBZ 毎。斜線部は 30 dBZ 以上の領域。

3.4.6 水平発散分布の特徴

図3.37に示した水平風より発散場を求めたのが、図3.38である。

下層1 kmでは降雨帯の内側域に、降雨帯と同じ走向の収束域が存在する(図3.38 a)。降雨帯の外側域では収束と発散が交互にならんでいて、積雲対流規模の構造を示唆している。2 kmにおいても、同様なパターンが見られる(図省略)。ところが3 kmになると、収束域は降雨帯の中心域の反射強度の強い部分に移ってくる(図3.38 b)。そして外側域の発散域も、降雨帯の走向に形成されてくる。降雨帯の西の部分では、発散域をはさんで2つの主な収束域が存在する二細胞構造になる。4 kmになると、収束域はさらに降雨帯の外側域に移動する(図省略)。そして5 kmでは反射強度の極値(以下コアと言う)の部分が発散域になる。ただし、降雨帯の西の部分では3 kmにも見られた

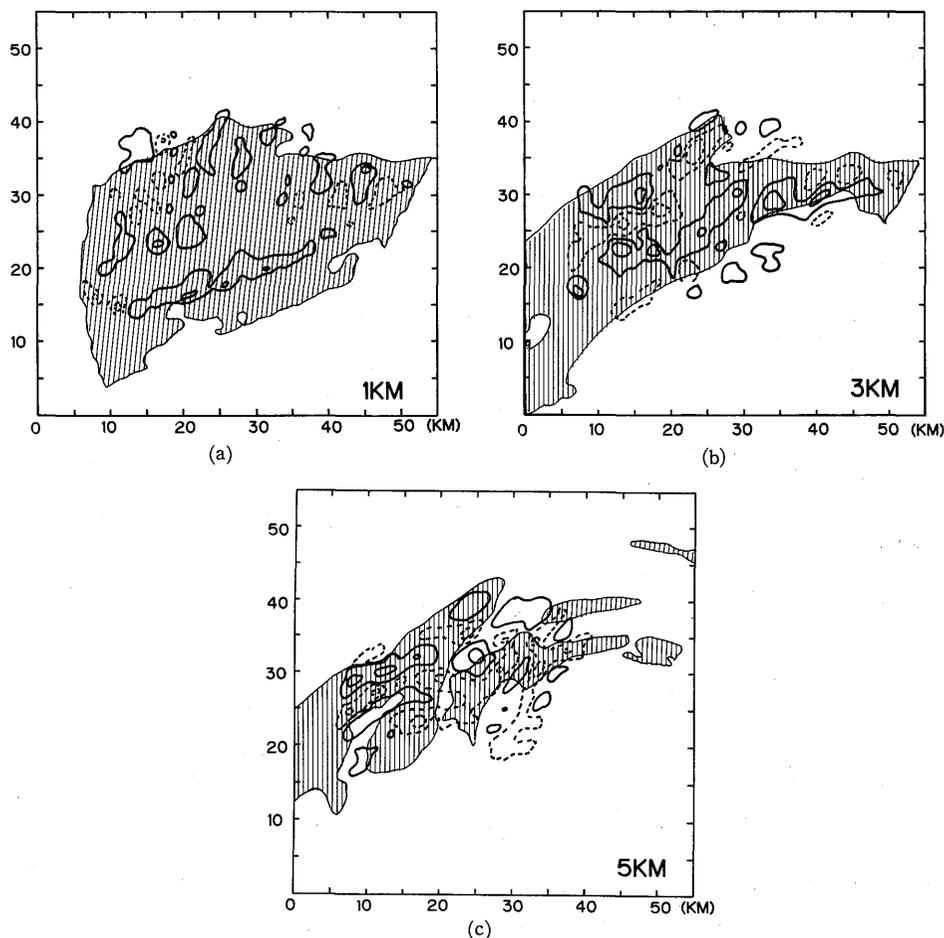


図3.38 水平発散分布。実線は収束域、破線は発散域を示す。コンターは、 $\pm 5 \times 10^{-4} \text{ S}^{-1}$ から 10^{-3} s^{-1} ごとに引いてある。

2つの収束域が5 kmでも見られる。以上の水平発散分布の特徴は、降雨帯の下層内側域から、上層外側域にのびる傾いた収束域が存在することを示唆する。また下層1 kmでは、降雨帯内側域には長さ30 kmの大きな収束域が存在し、一方降雨帯外側域には、積雲対流規模の構造が見られ、降雨帯の内側域と外側域では性質が異なっていることがわかる。

3.4.7 降雨帯の鉛直構造

(1) 断面図の作成

図3.37でみたように、降雨帯内の気流は降雨帯の走向に関してほぼ一様で、2次元性が仮定できる。したがって、降雨帯の走向の方向にずらしていくつかの鉛直断面をとり、これを1つの鉛直断面として合成して小さな規模の変動を除去した平均的な降雨帯の特徴を調べる。ここでは、台風中心の方向に5つの断面を合成して鉛直断面図を作成した。図3.39に合成した範囲を示す。以下こうして作成した断面図により降雨帯の鉛直構造を調べる。

(2) 反射強度分布

図3.40に反射強度分布を示す。降雨帯は台風中心から50~70 kmに位置している。コアが台風中心から55 km付近と65 km付近に存在し、その値は各々37.5 dBZと35 dBZである。反射強度の軸はどちらもほぼ鉛直である。

(3) 風の動径成分の分布

8月31日0時30分前後の降雨帯の動きは、 352° の方向、8 m/sであった。(3)、(4)で示す風の分布は、この動きを観測された風から差し引いたものを、降雨帯に相対的な風としている。この動径方

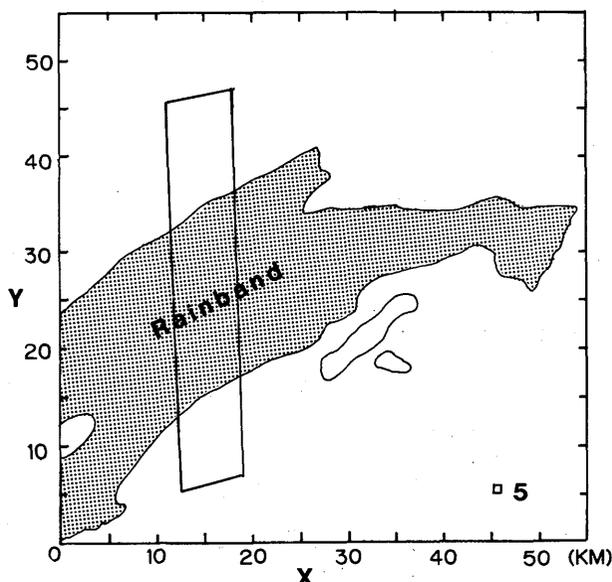


図3.39 鉛直断面を作成した領域。台風中心は図の下方(南側)にある。

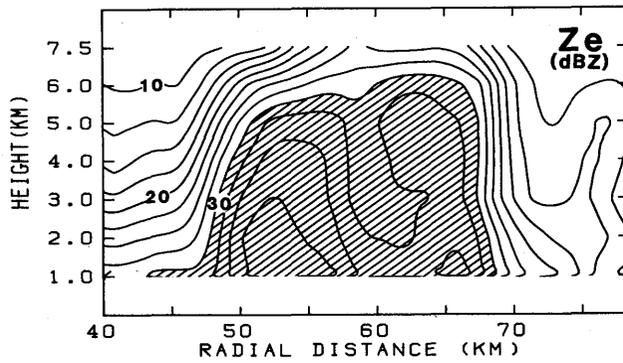


図 3.40 レーダ反射強度の鉛直分布。横軸は台風中心からの距離。縦軸は高度。等値線は 10 dBZ から 2.5 dB 間隔。斜線部は 30 dBZ 以上の領域。

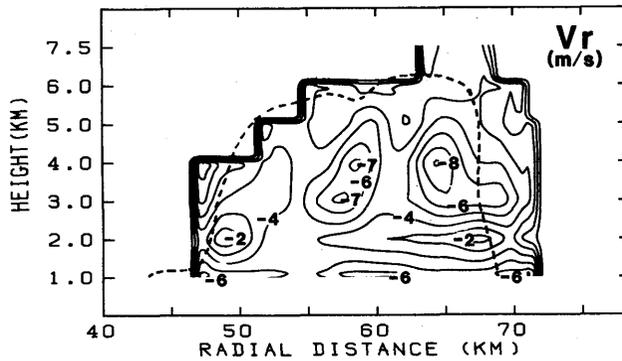


図 3.41 降雨帯に相対的な動径方向の風速分布。破線は、レーダ反射強度 30 dBZ の等値線。等値線は 1 m/s 毎。正の値は、台風中心から遠ざかる風を示す。他は図 3.40 に同じ。

向の分布を図 3.41 に示す。この断面図内の気流は上空まですべて流入（台風中心に向う流れ）で、流出は見られない。下層 1 km と、中層 3~4 km の間で流入が強く、その間の 2 km で弱くなっている。流入の極値は 65 km 付近の 4 km 層に存在するが、この位置は、外側の反射強度の強い部分と一致している。下層 1 km の強い流入は台風中心への摩擦収束によるものと考えられる。また全層とも流入になったのは、台風中心からの流出は、この降雨帯の存在する範囲よりもっと高い層にしか存在しないためと考えられる。また風速の極大値の軸が降雨帯の内側域のコア付近で、外側に傾いていることは、傾いた収束域の存在を示し、これはあとで示す収束発散の分布の特徴と一致する。

(4) 風の接線成分の分布

降雨帯に相対的な風の接線方向の分布を図 3.42 に示す。風は一樣に東風である。降雨帯の内側域では、下層 1 km で風が最も強く、上空に行くほど弱くなっている。逆に外側では 1 km で風が弱く、3 km で風が最大となっている。風速の極値は、50 km 付近の高度 1 km と 70 km 付近の高度 3 km

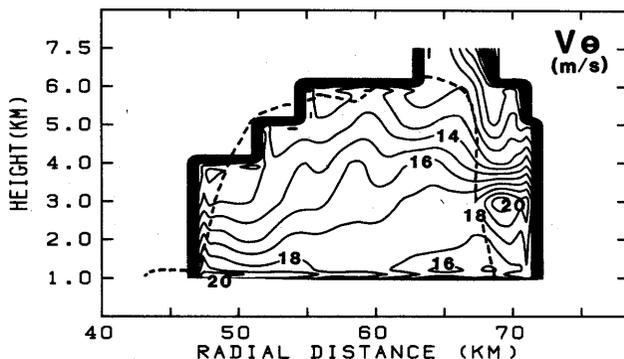


図 3.42 降雨帯に相対的な接線方向の風速分布。正の値は断面から西へ向う方向を示す。他は図 3.41 に同じ。

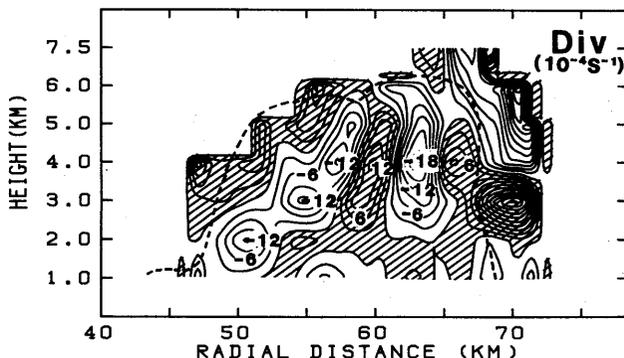


図 3.43 降雨帯内の発散分布。等値線は、 $3 \times 10^{-4} \text{S}^{-1}$ 毎。斜線部は発散域を示す。他は図 3.40 に同じ。

に存在し、20 m/s となっている。

(5) 発散分布

降雨帯域の収束・発散の分布を図 3.43 に示す。台風中心に近いコアに対応する収束帯の軸が、降雨帯内側域下層から外側域上層に大きく傾いている。この特徴は、発散の水平分布で見たとおり、降雨帯全体に見られると考えられる。外側域のコアに対応する軸は、鉛直である。

この2つの収束域の間には発散域が存在するが、この位置は反射強度の2つの極値の間で、反射強度がやや弱くなっている部分と一致している。

収束の値は、傾いた収束域では、高度 3 km と 4 km に出現し、値は $1.2 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ となっている。鉛直の収束域では高度 4 km で、 $1.8 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ となっている。

(6) 上昇流の分布

降雨帯の上昇流の分布を図 3.44 に示す。降雨帯の内側域に、収束分布と対応して、下層から外側に上昇流の軸も傾いている。また外側域には鉛直な軸を持つ上昇流が存在していて、2つの上昇域の

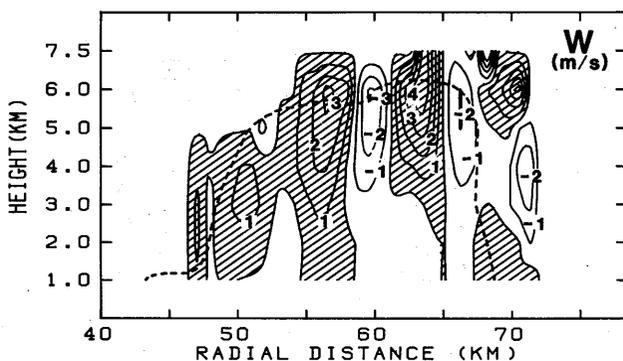


図 3.44 降雨帯内の鉛直流分布。等値線は 1 m/s 毎。斜線部は上昇流域を示す。他は図 3.40 に同じ。

間には下降流が存在し、そこでは反射強度が小さくなっている。

上昇流の最大値は、降雨帯内側域では 3 m/s、外側域では 4 m/s である。

3.4.8 考 察

図 3.40~44 より、降雨帯の構造について考察する。

先ず、降雨帯外側域のほぼ鉛直の軸を持ったコアについて考えよう。Vr の分布 (図 3.41) を見ると、65 km の高度 4 km に -8 m/s という強い流入が存在している。流入の極大値の軸は、70 km の高度 3 km までのびている。この Vr の分布からこの付近の気流を次のように考えた。70 km の 3 km 付近の降雨帯の外から流入した空気は、65 km 付近ではほぼ鉛直に上昇し、雨滴を生ずる。上昇した空気は、上昇域の上部で発散し、両側に下降域を形成する。降雨帯の内側域方向に形成された下降流中の雨滴の蒸発により、60 km~65 km に見られる反射強度の弱い領域が作られる。降雨帯内側域を下降した空気の一部は、3, 4 km でさらに台風中心の方向に流入し、内側域のコアの形成に寄与する。

次に内側域のコアについて考察する。まず内側域のコア付近の動径風速の分布を見てみる (図 3.41)。特徴としては、49 km、高度 2 km から 53 km 高度 4 km にのびる傾いた弱い流入域と、55 km、高度 3 km から 60 km、高度 6 km にのびる傾いた強い流入域の存在である。弱い流入域と強い流入域の間には、下層降雨帯内側域から上層外側域に傾いた収束域が作られる。この収束域に沿って、空気は傾いた上昇流となって上昇している。降雨帯内に、下層内側域から上層外側域に傾いた収束域が存在する事は、Barnes et al. (1983) の飛行機観測の結果や、3.3 の台風 8305 号の解析結果とも似ている。

接線方向の風速の最大が、降雨帯内側域の 49 km、高度 km にあるパターン (図 3.42) は Yamasaki (1982) の長続きする降雨帯と似ている。

図 3.36 より、この降雨帯の内側域は、その最盛期を過ぎた部分であり、外側域は、まだ発達中の

部分であることがわかっている。降雨帯内側域のコアは、降雨帯の内側域下層からのびる弱い流入域に、降雨帯外側域から強い流入成分を持った空気がぶつかり、傾いた上昇流を作り、これにより生成された雨滴は、上昇流の生成される場所より外側方向で落下するため、上昇流が弱まることなく降雨帯は長続きする。ところが外側域に別のコアが形成されると、外側の湿った空気の流入がこのコアのため特に3 kmより上層でさえぎられ、そのかわりに外側域のコアから発散、下降してきた乾いた空気が流入するようになり、内側域のコアが衰弱したと考えられる。

3.4.9 まとめ

温帯低気圧化の始まっていない台風8514号の降雨帯を、2台のドップラーレーダで観測した。解析結果は次のとおりである。

- ① 台風8514号は小型の弱い台風であったが、観測時には台風付近に寒気の流入は見られず、眼の壁雲、スパイラルバンドが存在し、台風の形は良く維持されていた。
- ② 最盛期をやや過ぎたインナーバンドを観測した。地上の降雨強度観測から、対流性の降雨帯であると考えられる。
- ③ 降雨帯内にレーダ反射強度の極値が2つ存在したが、内側域のものは最盛期をやや過ぎており、外側域のものは発達中である。
- ④ 収束域の軸は、内側域のコアに対応するものは下層内側域から上層外側域に大きく傾いていた。この収束のパターンは、Barnes et al. (1983) や、3.3の台風8305号の降雨帯の構造に似ていた。内側域の収束域が傾いていたのは、下層2 kmから上層外側域にのびる弱風域が存在し、これに外側域からの強い流入成分を持った空気がぶつかり、収束域を形成したためと考えられる。外側域のコアに対応する収束域の軸は鉛直であった。
- ⑤ 内側域のコアは、外側に別のコアが発生したため、これにより湿った空気の流入がさまたげられ衰弱したと考えられる。

謝 辞

この解析に用いた地上観測資料、高層観測資料は高層気象台から提供して頂きました。

参 考 文 献

- 村松照男、1982：成熟した台風の温帯低気圧化の過程について——台風7916号(OWEN)——、天気、29、1199-1212。
- 山岬正紀、1982：台風、東京堂、p. 171。
- Atlas, D., K. R. Hardy, R. Wexler and R. J. Boucher, 1963: On the origin of hurricane spiral bands. *Geofis. Int.*, 3, 123-132.
- Barnes, G. M., E. J. Zipser, D. Jorgensen, and F. Marks, Jr., 1983: Mesoscale and convective structure

- of a hurricane rainband. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2125-2137.
- Battan, L. J., 1973: Radar observation of the atmosphere. The University of Chicago Press. 324 pp.
- Frank, W. M., 1977: The structure and energetics of the tropical cyclone I. Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1119-1135.
- Izawa, T., 1964: On the mean wind structure of typhoons. *Tech. Note. No. 2*, Typhoon Research Laboratory of M. R. I. of Japan, 45 pp.
- Jordan, C. L., 1957: Mean soundings for the hurricane eye. National Hurricane Res. Proj. Rept. *No. 13*, 10 pp.
- Kropfli, R. A., and L. J. Miller, 1975: Kinematic structure and flux quantities in a convective storm from dual-Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 520-529.
- Kurihara, Y., and R. E. Tuleya, 1974: Structure of a tropical cyclone developed in a three-dimensional numerical simulation model. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 893-919.
- LeMone, M. A., 1983: Momentum transport by a line of cumulonimbus. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1815-1834.
- Lhermitte, R. M. and D. Atlas, 1961: Precipitation motion by pulse Doppler radar. Proc. Ninth Wea. Radar Conf., Boston, Amer. Meteor. Soc., 218-223.
- Ligda, M. G. H., 1955: Hurricane squall lines. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **36**, 340-342.
- Matsumoto, S. and H. Okamura, 1985: The internal gravity wave observed in the Typhoon T 8124 (Gay). *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 37-51.
- Ogura, Y. and M. T. Liou, 1980: The structure of a midlatitude squall line: A case study. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 553-567.
- Rogers, R. R., 1964: An extension of the *Z-R* relationship for Doppler radar, Preprints 11th Wea. Radar Conf., Boulder, Amer. Meteor. Soc., 158-160.
- Sakakibara, H., M. Ishihara, and Z. Yanagisawa, 1985: Structure of a typhoon rainstorm in the middle latitudes observed by Doppler radar. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 901-922.
- Sanders, F. and K. Emanuel, 1977: The momentum budget and temporal evolution of a mesoscale convective system. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 322-330.
- Senn, H. V., and H. W. Hiser, 1959: On the origin of hurricane spiral rain bands. *J. Meteor.*, **16**, 419-426.
- Staff Members, Tokyo University, 1969: Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (Part 1). *J. Meteor. Soc. Japan*, **47**, 298-309.
- Tatehira, R., 1961: A mesosynoptic and radar analysis of typhoon rainband, (Case study of typhoon "HELEN" 1958). *Proc. Second Tech. Conf. Hurricanes*, Miami, Amer. Meteor. Soc., 115-126.
- Tepper, M., 1958: A theoretical model for hurricane radar bands. *Preprints Seventh Wea. Radar Conf.*, Miami, Amer. Meteor. Soc., k 56-65.
- Wexler, H., 1947: Structure of hurricanes as determined by radar. *Ann. N. Y. Acad. Sci.*, **48**, 821-844.
- Yamasaki, M., 1983: A further study of the tropical cyclone without parameterizing the effects of cumulus convection. *Papers Meteor. Geophys.*, **34**, 221-260.

第4章 低気圧に伴う降雨域の構造の解析

4.1 はじめに*

低気圧に伴う降雨域による降雨は日々の予報業務の主な対象の一つである。最近、短時間予報技術の開発が進められるにつれ、降雨域の構造と振舞いについての知識がますます必要となってきた。

低気圧に伴う降雨域についてはこれまでも多くの解析的研究がある。これらの多くはレーダ資料の解析によっている。たとえば Nozumi and Arakawa (1968) は低気圧内の降雨域の分布モデルを多数の観測例より導いた。また英国気象局グループと米国ワシントン大学グループは高層観測、レーダ観測のほかにドップラーレーダ観測、航空機観測を同時に行い、低気圧に伴う降雨域の降水と気流の構造を明らかにしてきている。

わが国においても、その後の静止気象衛星の打上げ、地域気象観測網の展開により、日本付近の低気圧に伴う降雨域を再び詳細に解析する研究も出てきている（例えば Sakakibara, 1983）。

しかしながら、ドップラーレーダあるいは航空機によらない観測は降雨域の表面から中身を推測している感がある。わが国では降水を伴う雲の航空機観測はいまだにごく僅かな場合を除いて行なわれていない。ドップラーレーダに関しては幸いなことに1980年以降2台が整備された。そして1981年以降低気圧に伴う降雨域の観測がなされてきた。しかしながらレーダ関係の研究者の極端な層の薄さのため、これまでほとんど解析されていなかった。

ここでは本技術報告刊行を機会に解析した温暖前線付近の降雨域と寒冷前線降雨帯の構造について述べる。温暖前線付近の降雨域は東海道沖の小さな低気圧に伴うもので、水平規模が約100kmで中心付近では1時間に20~40mmの強雨をもたらした。これは筑波の5cm波ドップラーレーダにより観測された。寒冷前線降雨帯は豪雪の観測（第6章参照）の際北陸地方西部で観測されたもので、海上では気団変質の影響を、陸に近づいてからは山岳の影響をうけつつあった。この観測は3cm波ドップラーレーダにより行なわれた。

4.2 関東地方南部で観測された温暖前線に伴う強雨域の構造**

4.2.1 周囲の状況

1981年9月25日21時の地上天気図を図4.1に示す。山陰沖に低気圧があり、中心から温暖前線が南東にのび、伊豆沖に達している。この低気圧はあまり発達もせず、動きも遅い。26日の0時に

* 榊原 均：予報研究部

** 田畑 明：台風研究部、榊原 均：予報研究部

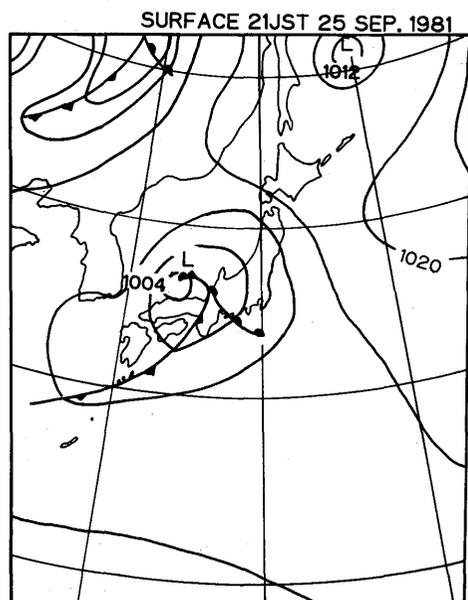


図 4.1 1981年9月25日21時の地上天気図。等圧線の間隔は4 hPa。

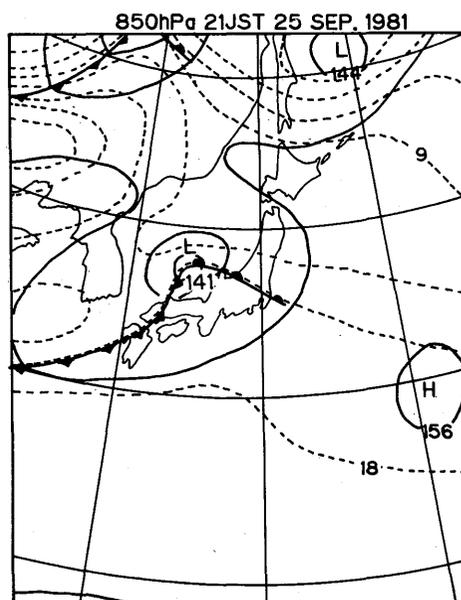


図 4.2 図 4.1 に同じ。ただし 850 hPa の天気図。等高線の間隔は 60 m、等温線の間隔は 3°C。

なると山陰沖の低気圧の温暖前線上に別の低気圧が東海地方に発生する。今回の大雨は、東海地方の低気圧の温暖前線付近に発生している。

25日21時の500 hPaの天気図によると(図省略)、朝鮮半島から華南に達する気圧の谷があり、日本付近には南西から西南西の風が吹いている。図4.2に850 hPaの天気図を示す。低気圧に向けて吹き込む暖気が、中国地方から関東地方に入っているのがわかる。また九州から北海道にかけてこの層にはかなり湿った空気が入っていた。

館野の高層気象台の9月25日20時30分のゾンデ観測の結果を図4.3に示す。下層800 hPa付近までは安定層となっており、900 hPaからこの層まで暖かい空気が入ってきているのがわかる。また、上空400 hPa付近まで湿度80%以上の湿った空気が入っていた。

富士山レーダの観測によると、20時には紀伊半島から東海沖にエコー頂が10 kmを越える背の高い対流性のエコーが現われる。これが21時には関東地方南岸にもかかり始め(図4.4)、22時には北東から南西の走向を持つ幅150~200 km、長さ900 kmの大きな帯状エコーになる。23時になると、東海沖の強いエコー域はさらに領域を広げている(図4.4)。この強エコーの走向はほぼ東西である。このエコーとは走向が異なり、南北にのびる強いエコーが東京湾から南にのびている。今回の大雨はこの南北の走向を持った帯状エコーの北端で発生している。

4.2.2 降雨の状況

図4.5に降雨の状況を示す。25日22時の前1時間には伊豆半島東岸から箱根付近に1時間20

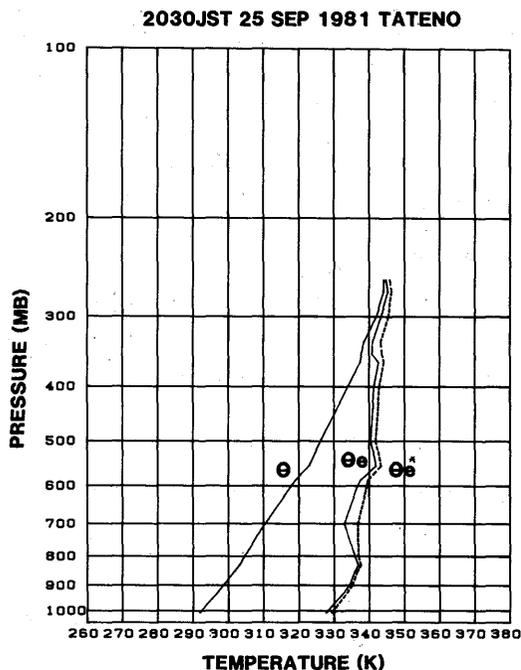


図4.3 1981年9月25日20時30分の館野の高層気象台のゾンデ観測結果。
 湿位 θ 、相等湿位 θ_e 、飽和相等湿位 θ_e^* を示す。

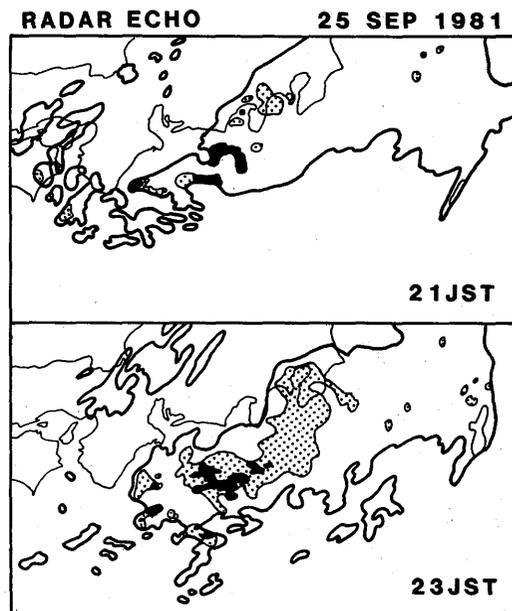


図4.4 1981年9月25日21、23時の富士山レーダによるレーダエコー。点影は4 mm/hr以上、黒くぬりつぶした部分は16 mm/hr以上のエコー域を示す。

mm~40 mmの強い雨が降っていた。この強雨は、北のものは、東進して平塚で22-23時の間に42 mmの雨を、南のものは南下して石廊崎で46 mmの雨を降らせている。今回解析するのは、北の方の、降雨セルである。この降雨セルは、順調に東進し、23-24時に横浜で43 mm、24-01時に東京湾岸で1時間20 mm以上、01-02時に房総半島北部に20 mm以上の強雨をもたらしている。この降雨セルが、順調に東進していることを考えると、このセルの通過時には、瞬時値としてはかなり強い雨が降ったと考えられる。

4.2.3 降雨セルのレーダエコーの時間変化

次にこの大雨をもたらした降雨セルのレーダエコーの時間変化を、筑波の5 cmレーダの観測により見てみよう。

図4.6は、35 dBZ以上のエコー域の時間変化を示したものである。21時13分には、3つのエコーセルが存在した。このセルはその後1つに併合し、発達しながら東北東進する。特に26日0時過ぎから急速に発達し、形は弧状になり、40 dBZ以上の領域も出現している。またエコーの南端は、低気圧性循環の存在を示唆する弧状になっている。その後、弧状を保ちながら、やや衰弱してさらに東進する。

図4.5の降雨分布と、この強エコーの位置を対比すると、このエコーが強雨もたらしたことがはっ

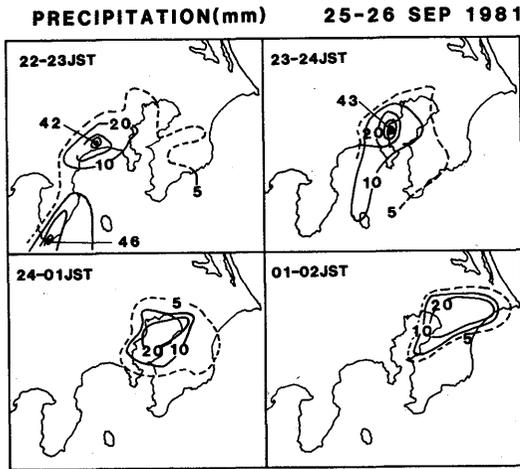


図 4.5 1981年9月25日22時から26日02時までの降雨量。等値線は5mmとその上は10mm間隔。

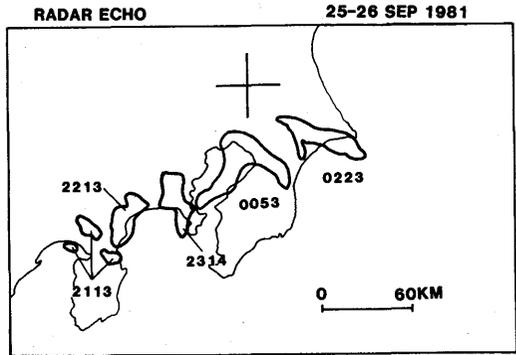


図 4.6 筑波の5cmレーダで観測した35dBZ以上のエコー域の時間変化。十字はレーダの位置、数字は観測時刻を示す。

きりわかる。22時頃には、このエコーの北東側に、北西から南東の走向を持った帯状エコーが存在するが、これによる雨は1時間5mm程度である。エコーの強さは同程なのに、雨量に違いが出た理由についてはあとで考察する。次に強雨を伴ったエコー付近の気流を見てみよう。

4.2.4 弧状エコー付近の気流

(1) 発達期～最盛期

9月25日23時49分から9月26日0時4分の8仰角の観測を合成した、高度2kmのレーダ反射強度とドップラー速度の分布を図4.7に示す（この図を含めて、以下の議論では最低仰角の観測時刻で、合成図の観測時刻を代表させる）。ドップラー速度は、レーダから遠ざかる方向を正としている。

強雨を伴うエコーは、筑波の南南西75km付近のエコーセルで、反射強度の極値は35dBZ以上になっている。このエコーセルの北側には弱エコー域が入り込んできている。この時のドップラー速度の特徴は、エコーの反射強度の極大域（以下コアという）の南西側に強風域が存在することである。この強風域は、 -19 m/s 以上の領域をとると長さ40kmにわたって存在し、その中に -21 m/s を越える極大域が4つ存在している。コアの付近では、ドップラー速度の勾配がやや大きくなっており、この北東側では風が -13 m/s とやや弱くなっている。これはコアに吹き込んだ気流の一部が、コア付近で上昇していることを示唆する。

(2) 最盛期

エコーの最盛期の9月26日0時58分の高度2kmのレーダ反射強度とドップラー速度の分布を図4.8に示す。反射強度の特徴として次の3点があげられる。(1)35dBZ以上の強エコー域の形が弧状である。(2)強エコー域の中心に40dBZを越える領域が出現し、エコーが発達している。(3)強エ

2349JST 25 SEP 1981

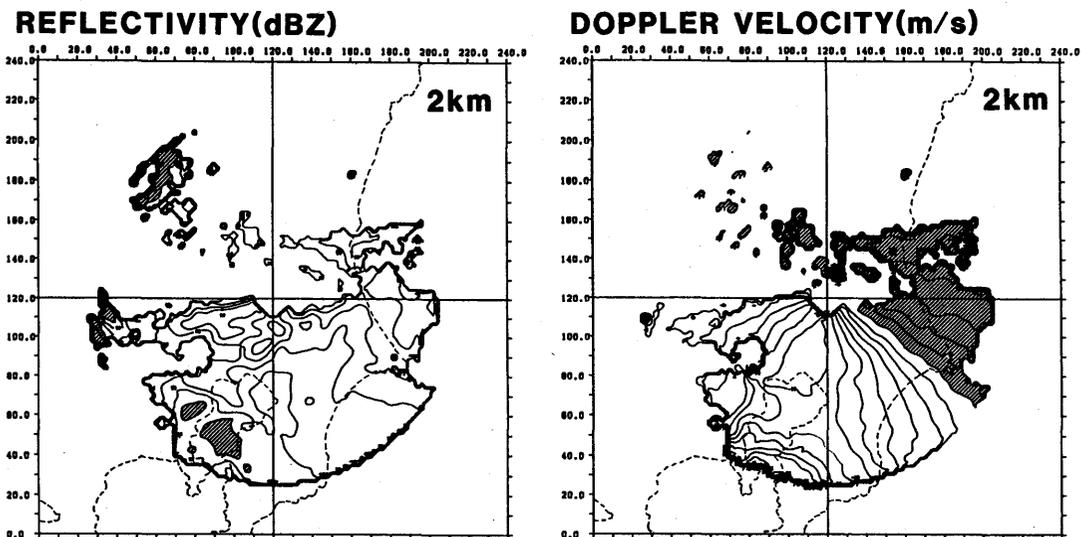


図 4. 7 1981年9月25日23時49分の高度2kmのレーダ反射強度とドップラー速度の分布。反射強度は10 dBZから5 dB 間隔で、35 dBZ以上の領域に斜影をつけた。ドップラー速度は±1 m/sから2 m/s 間隔で、正の領域に斜影をつけた。縦軸、横軸は距離 (km)。

0058JST 26SEP 1981

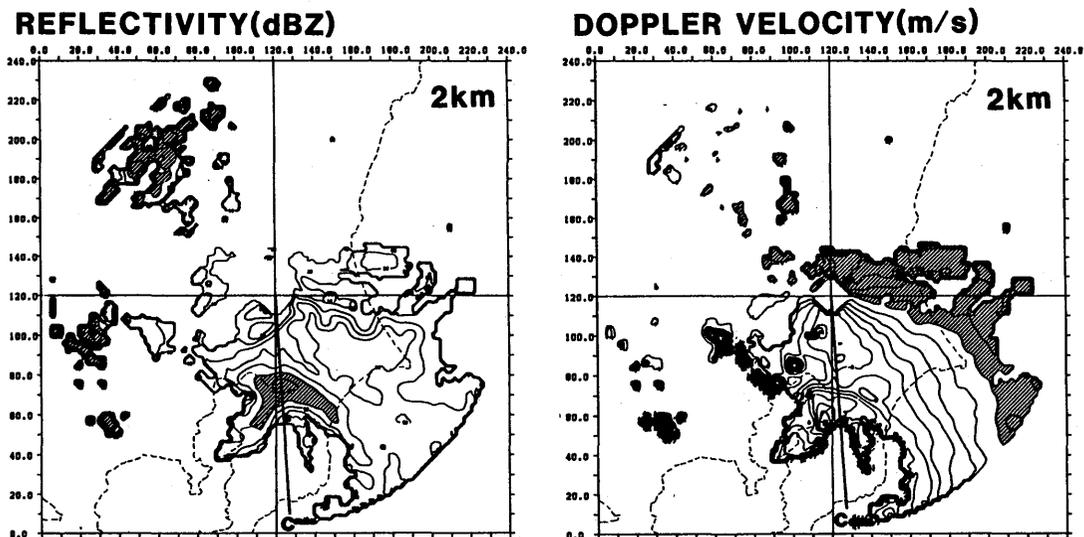


図 4. 8 図4.7と同じ。ただし9月26日0時58分。レーダ中心からCまで引いた直線は図4.12の断面の方向を示す。

コアの南のエコーのない領域が直径約 45 km の半円形になっている。

この時のドップラー速度分布をみると、4.2.4(1)と同様にコアの南に強風域が存在する。特にコアから南西と、南南東に枝のように伸びているエコー域で風が強く、南西に伸びた枝では -21 m/s の領域がある。この時の風向は大きな規模では南西であるから、この値は風がさらに強くなっていることを示唆する。また、コアの南の気流が強い南分を持っていることは、ここに低気圧性循環が存在することを示唆する。この事は、先に述べた、コアの南にエコーのない領域が半円形になっていることから推測される。

もう一つのドップラー速度分布の特徴は、コアの北側の弱風域の存在である。この弱風域は 23 時 49 分にも存在したが、この時には、さらにドップラー速度の勾配が大きくなっている。次に上空のドップラー速度のパターンを見てみよう。

同じ観測による高度 3、4、5、km のドップラー速度の分布を図 4.9 に示す。高度 3、4 km ではコアの南側にドップラー速度の極大が存在するパターンは、2km と変わらない。顕著な特徴としては、高度 3 km の、コアの北側におけるドップラー速度の大きな勾配である。特にコアの南西では -21 m/s のドップラー速度が、コアを過ぎると -1 m/s より小さな値になっている。また大きな勾配は東西約 30 km の範囲に存在している。この弱風域の存在は、この領域において北からの気流が存在することを示唆する。ところが、高度 4 km になるともうこと弱風域は存在せず、高度 3 km 付近の狭い層で北側からの気流が存在したと考えられる。高度 5 km になると、強風域が大きく北上している。このことは、高度 4 km から 5 km の間で強風軸が大きく北に傾いていることを示している。以上の事実からこの時の気流は、次の様であったと考えられる。すなわち、コアの南からコアに吹き込んだ強い南分を持った空気は、あたかもエコーにさえぎられるかのように、エコーの南端から上昇する。この上昇流は高度 4 km から 5 km で大きく北に傾く。一方高度 3 km 付近では北側からコアに向って空気が流れ込んでくる。

(3) 最盛期～衰弱期

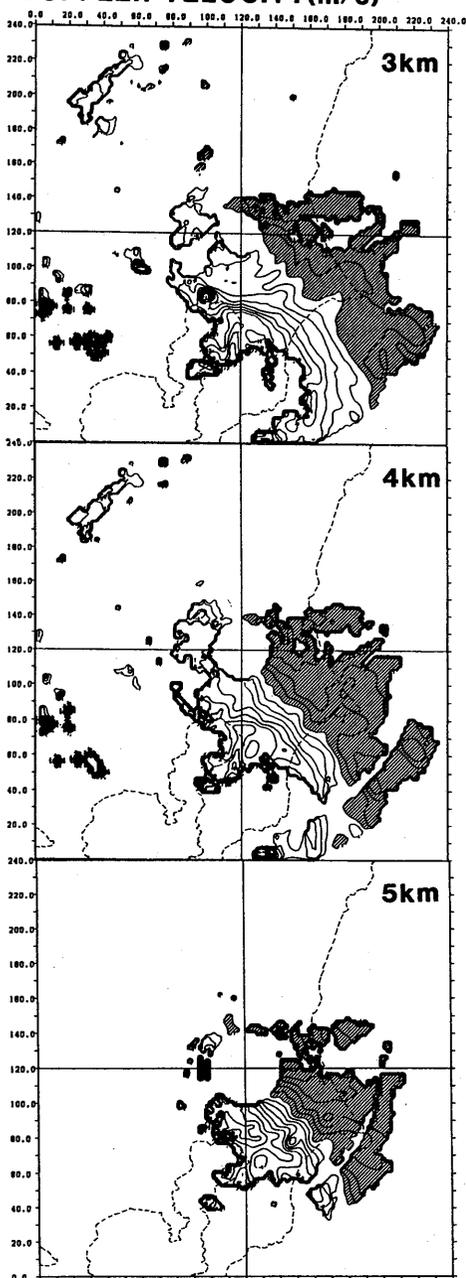
図 4.10 に 26 日 2 時 28 分の高度 2 km のレーダ反射強度とドップラー速度の分布を示す。

反射強度の分布は、0 時 58 分に見られた弧状エコーは形がくずれて、北西から南東の走向を持つ線状エコーになっている。40 dBZ 以上の領域も小さくなっており、最盛期を過ぎたと考えられる。この時のドップラー速度分布を見ると、風速がかなり小さくなっているが、これは風向が南西なので、この方向の成分が小さくなるためである。この事を考慮すると、依然として、コアの南側には強風域が存在している。ところが、コアの西側に -7 m/s の領域が存在している。この事は、コアからの空気の流出を示す。これが高度 3、4 km になるとコアの南に正のドップラー速度が現われる(図 4.11)。特に高度 3 km では $+5$ m/s の風が存在する。しかも、コアの西には -5 m/s の風が吹いている。またコアの北には、ドップラー速度が正の領域が存在している。以上のことからコアの南から東にかけては発散場になっており、収束場はコアの西から北に移っていて、最盛期に見られたよう

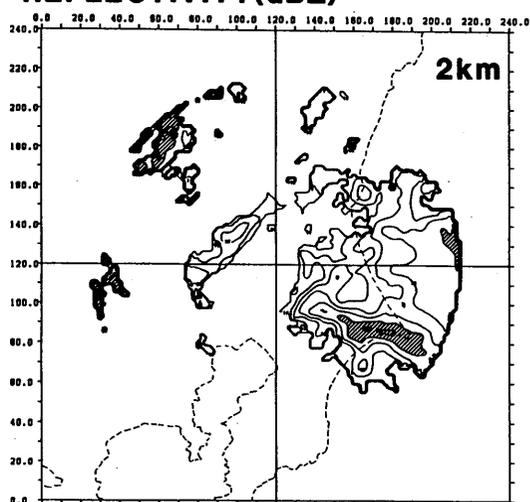
0058JST 26 SEP 1981

0228JST 26 SEP 1981

DOPPLER VELOCITY(m/s)



REFLECTIVITY(dBZ)



DOPPLER VELOCITY(m/s)

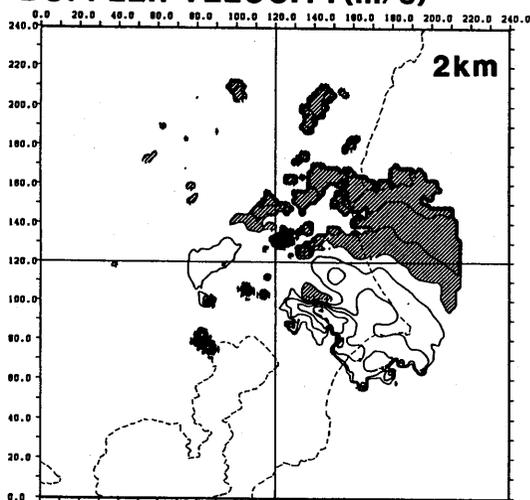


図4.10 図4.7と同じ。ただし9月26日2時28分。

図4.9 図4.7と同じ。ただし9月26日0時58分の高度3、4、5kmのドップラー速度。

0228JST 26 SEP 1981

DOPLER VELOCITY(m/s)

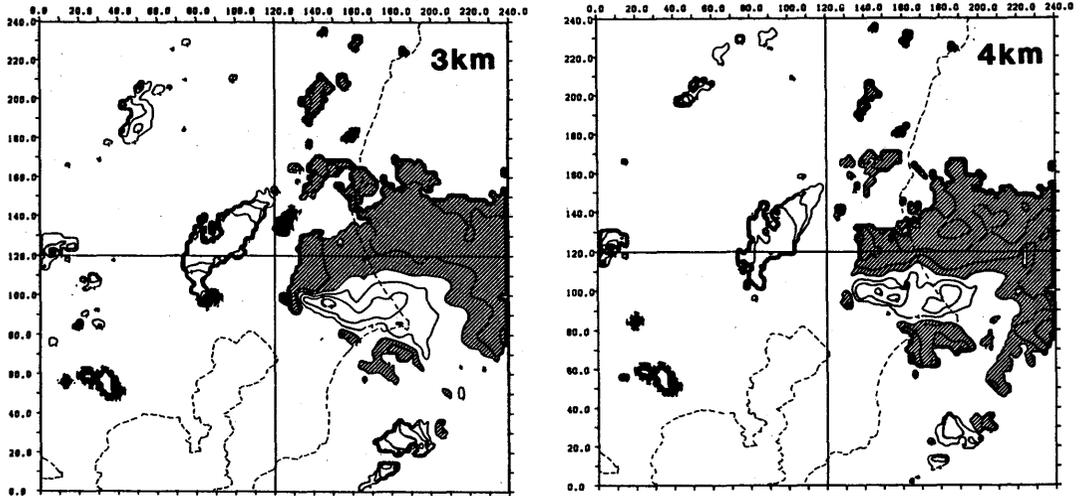


図 4.11 図 4.7 と同じ。ただし 9 月 26 日 2 時 28 分の高度 3、4 km のドップラー速度。

なコアの南の収束域はなくなっている。

4.2.5 エコーの鉛直構造

図 4.8 で示したレーダ反射強度のコアを通る 178.5° の方向の断面を図 4.12 に示す。この図から、次の様なドップラー速度分布の特徴がわかる。(1)下層 1 km 付近の 60 km 以遠に、-20 m/s を越える強風域が存在する。(2)-15 m/s を越える傾いた強風域が、下層 1 km の 60 km 付近から 5 km の 40 km 付近にのびさらに大きく北に傾いて 6 km に達している。この傾いた強風域は傾いた上昇流の存在を示唆する。(3)-1 m/s より弱い弱風域が、高度 3 km の 20 km から、35 km にひろがっている。この弱風域から下層に向って傾いた弱風域がのびている。この弱風域は、傾いた下降流の存在を示唆する。

反射強度分布には次の特徴がある。(1) 10 dBZ で決めたエコー頂高度は約 6 km とあまり高くない。(2)反射強度のコアの南北の大きさは約 20 km ある。またコア内の反射強度は一様で、対流規模の構造は存在しない。(3)ドップラー速度の弱風域付近では、反射強度の鉛直方向の変化があまりない。

以上みてきたように、反射強度分布と、ドップラー速度分布をあわせると、強風軸は、40 dBZ のコアの下部南方約 10 km からコア北端上部を通してさらに上空にのびている。一方弱風域の軸はコアの北端中部からコアに入り、コアの中央下部に達している。以上の事から、4.2.4 (2)でも述べたように、南から強く流入した空気は、あたかもコア下部に、障害物があるかのようにして、その南で上昇している。空気が湿っていることを考えると (例えば 25 日 21 時の湿度は館山で 94%、勝浦で

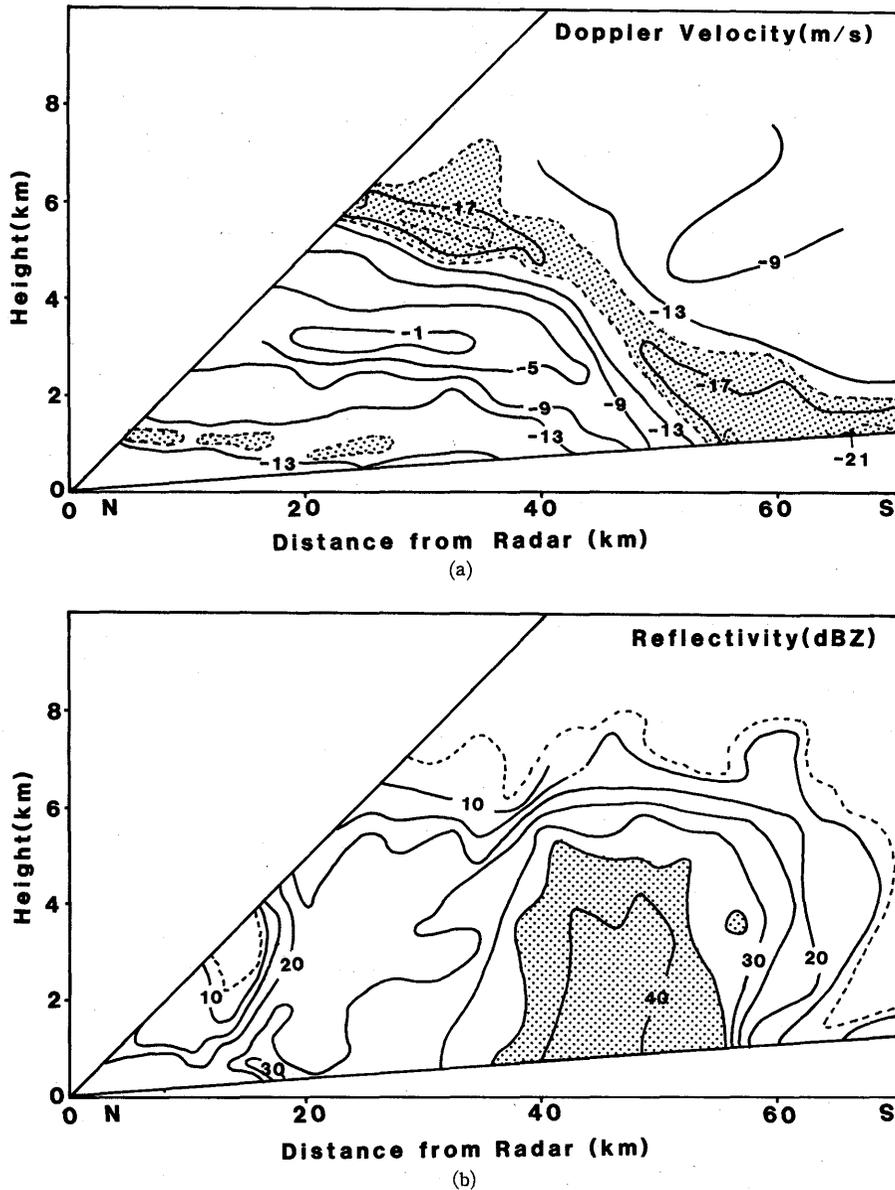


図 4.12 1981年9月26日0時58分の方角175.8°の方向の断面図(a)ドップラー速度の分布。-1m/sから4 m/s間隔で、-15 m/s以下の領域に陰影をつけた。(b)レーダ反射強度の分布。10 dBZから5 dBZ間隔で、35 dBZ以上の領域に陰影をつけた。破線はノイズレベルのエコーの存在する範囲を示す。

92%)、ここで水分が凝結し雨滴を生じ、この雨滴は、中層3 km付近で、北から入り込む下降流とともに地上に達し、強雨になったと考えられる。下降流域でも反射強度が弱くならないのは、北から流入してきた空気が湿っているため、あまり蒸発が起きなかった事によると考えられる(この事は、25日21時の700 hPaの天気図によると、東北地方北部まで3 km付近の空気が湿っていたこと

からも言える)。図4.12bでわかるように、このエコーはそれほど背の高いものではなかったが、このように効率良く水物質の循環が行なわれたために強雨になったと考えられる。

4.2.6 考 察

今回解析した強雨は、アメダスの観測データによると、25日18時から1時間に20~40mmの雨を降らせながら、時速30km前後で東~東北東進してきている。今回解析したのは、強雨を伴ったエコーの最盛期前後と考えられる。ここでは、このエコーと強雨を伴わないエコーとの比較、強雨の原因となった強い南分の風、強雨域の構造について考察する。

(1) 強雨を伴わないエコー系との比較

あまり強雨を伴わないエコーと、今回のエコーの比較を行なう。図4.13は、9月25日22時37分の高度2kmのレーダ反射強度と、ドップラー速度の分布である。レーダの南側に、北西から南東にのびる長さ100kmの30dBZ以上のエコー域がある。この中には、35dBZ以上のコアが3つ存在している。この線状エコーは、高度4km付近にブライトバンドが存在しているところから層状性のエコーと考えられる。この線状エコー付近のドップラー速度分布は、ほぼ一様な南西風が吹いていることを示しており、図4.8、4.9で見られたようなエコーの南の強風、北側の弱風というパターンは見られない。したがって線状エコーは、強い上昇、下降流を伴っていない事がわかる。線状エコーからは、反射強度から推定される雨と、同程度の雨が降っている。それに比べると、大雨をもたらしたエコーからは、反射強度から推定されるよりも強い雨が降った。この理由は、4.2.5で述べた効率のよい水物質の循環が行なわれたためと考えられる。

(2) 南よりの強風は何によってもたらされているか

2237JST 25 SEP 1981

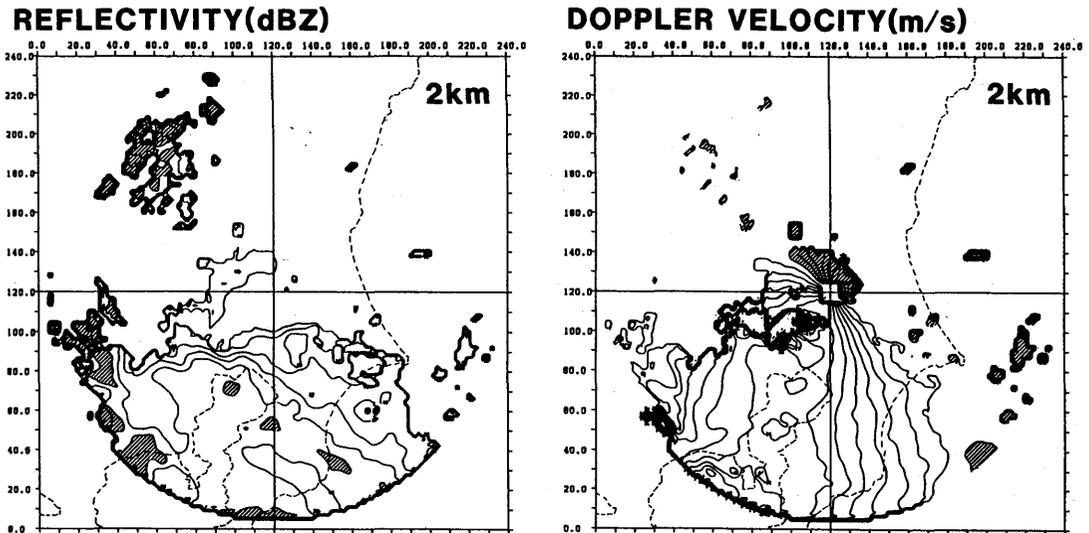


図 4.13 図4.7と同じ。ただし9月25日22時37分。

図4.8、4.9および図4.12から、強雨は南よりの強風が、北からの風にぶつかって上昇し、これにより生じた雨滴がその北からの下降流とともに地上に達したため発生したと考えられる。それではこの南よりの強い風の原因は何か次に調べる。図4.14は9月25日23時～26日2時のアメダスで観測された地上風の分布である。22時には、伊豆半島北部から、三浦半島にかけてシヤーラインが存在している(図省略)。23時には相模湾北部に弱い低気圧性の循環が存在する。この循環は、24時には横浜の南、26日1時には房総半島中部、2時には、千葉と木更津の間と、1時まではエコーの南西をエコーといっしょに移動しているが、2時にはエコーとこの循環は、はなれてしまっている。ドップラー速度の分布でも、26日0時58分には、エコーの南側に強風域は存在した。それが2時28分には、エコーの西に強風域が移っている。このように、強風域と、低気圧性循環は良い対応を示す。したがって、エコーの南西に、小さなじょう乱が存在し、この東側には南よりの強風が生じたと考えられる。

(3) 強雨域の構造

これまでの解析結果から、解析対象の強雨域の構造は、次の様に考えられる。

図4.8、4.9、4.12から、強雨を伴ったエコーの大きさは、東西30km、南北20kmであることがわかる。この大きさから、この強雨は、一つの対流雲より大きな組織によるものであると考えられる。図4.14では、地上の低気圧性循環が見られた。

図4.15に25日24時の地上気温分布、低気圧の位置、および低気圧性循環の中心位置を示す。こ

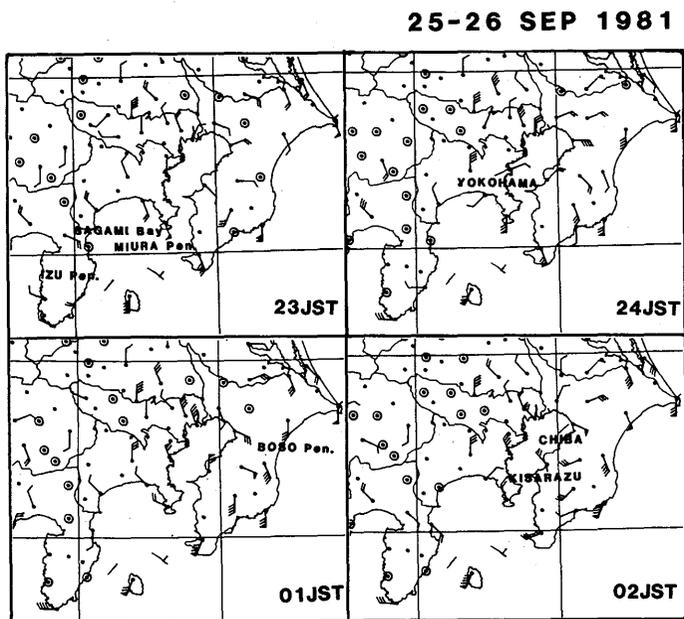


図 4.14 1981年9月25日23時から9月26日02時までのアメダスによる風の分布。矢羽根の単位は1m/sで、太い矢羽根は5m/sをあらわす。

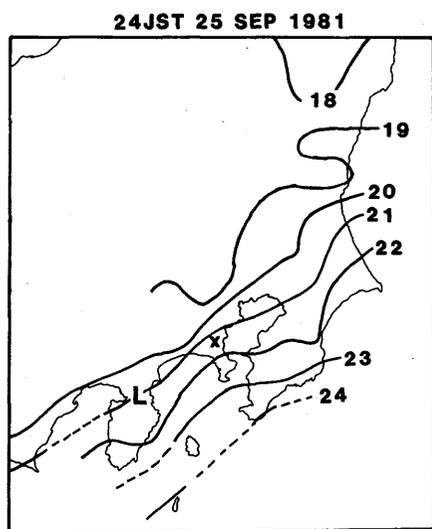


図 4.15 1981年9月25日24時の地上気温(°C)。Lは低気圧の位置、Xは低気圧性循環の中心を示す。気温は標高の比較的低い領域のみを示す。

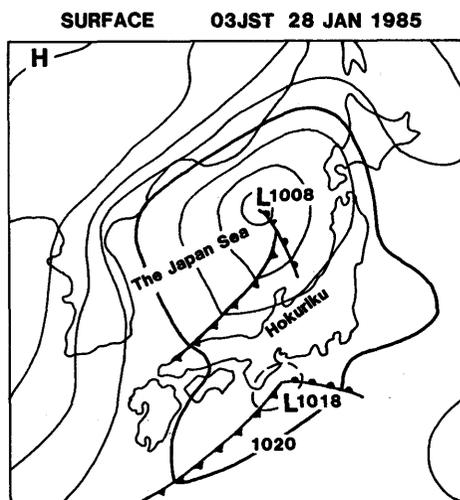


図 4.16 1985年1月28日3時の地上天気図。等圧線は4hPa間隔である。

の気温分布から、低気圧性循環が存在する付近には、北から冷たい空気が入り、また南から温かい空気が入って、温度傾度が大きくなっていることがわかる。温度傾度の大きい領域は、北東から、南西の走向を持っており、これが伊豆半島付近の低気圧からのびる前線帯であると考えられる。

以上の事から、解析対象の強雨は、前線帯付近に発生した小じょう乱によるものと考えられる。この小じょう乱に向って、南から温かい湿った空気が強く吹き込み、これが北の冷たい空気にぶつかり上昇し、強雨域を形成する。この強雨域内には、傾いた軸を持った上昇流とこれに相対する傾いた下降流が存在し(図 4.12)、上昇流によって生成された水物質は、上昇流を弱めることなく、下降流によって地上に運ばれる。このために、この強雨は長時間維持されている。

4.2.7 まとめ

東海道に発生した小さな低気圧の温暖前線付近に発生した、強雨域を解析した。この強雨域は、水平スケール約 100 km で、1 時間に 20~40 mm の降雨を伴っていた。この強雨をもたらしたエコーは筑波の 5 cm レーダの観測によると、はじめ団塊状であったが、最盛期には弧状になった。このエコー付近のドップラー速度分布の特徴は、エコーの南側に強風域が存在し、一方エコーの北側には弱風域が存在することである。このドップラー速度分布は、南からエコーに吹き込んだ風があたかもエコーにさえぎられるように上昇し、北からエコーに入り込む下降流が存在したことを示すと考えられる。上昇流、下降流の軸が傾いており、降雨は上昇流を弱めなかったため、長時間強雨域が維持された。

謝 辞

気象研究所青柳二郎博士、松浦和夫氏には、観測資料収集で協力頂きました。また富士山レーダの資料は東京管区气象台から提供していただきました。

4.3 冬期北陸地方西部で観測された寒冷前線降雨帯の構造*

4.3.1 総観場とエコーの状況

この寒冷前線は1985年1月27日から28日にかけて、日本海を東進したものである。金沢のドップラーレーダサイトには28日5時20分ごろに達している。

図4.16は28日03時の地上天気図である。日本海中部を発達中の低気圧が東北東に進んでいる。また太平洋側にも小さい低気圧があり東海沿岸沿いに東北東に急速に進んでいる。

これらに伴う雲域は北海道西部と本州中央部にある(図4.17)。しかしながら日本海の低気圧に伴う寒冷前線の雲は後に図4.21で見るとように高度3~4kmと低く上層の雲(T_{BB} が -40°C ~ -50°C)の下になっているため観測されていない。

レーダエコー合成図により寒冷前線エコーの変化を見る(図4.18)。28日03時には寒冷前線のエコーは能登半島のすぐ北西~10km付近に達している。幅は100kmくらいであるが、能登半島以北では10km程度と極端に細くなっている。これが現実であるか、レーダの探知能力(主にビームカット)による見かけ上のものであるかはわからない。能登半島北西部のエコーではその前方(南東端)にやや強いエコーがある。

28日04時になると寒冷前線のエコーは、直線状(幅~10km)の強いエコーとなる。このエコーは能登半島と佐渡島の間で折れ曲っている。線状エコーの強化と同時に能登半島西方のひろがったエコーの強度は低下した。特に線状エコーのすぐ後方は弱くなっている。西部の線状エコーの走向は 45° ~ 225° である。

05時には寒冷前線エコーは丹後半島から佐渡島まで約350kmをほぼ幅~20kmで直線状に伸びている。金沢付近では海上にありほぼ海岸線に接するようになっている。

06時には白山山系および新潟県の海上で線状エコーが見られるが、富山県内では存在がはっきりしない。しかしこれはレーダの探知能力のためで実際には上記二つの線状エコーは連続したものであると考えられる。

次に金沢周辺における寒冷前線降雨帯のふるまいを福井レーダのデータにより詳細に調べる。図4.19は3時30分から7時00分までの30分間隔のエコー分布である。3時30分には幅5~10kmの線状エコーがドップラーレーダの観測領域にさしかかっている。能登半島の北方と金沢の北西で線状エコーに折れ曲りがある。4時にはほぼ直線状になる。南東側に弱いエコーが拡がりはじめる。4時30分にはさらに接近し南東側のエコーは著しくひろがり、北西側にも一部ひろがり始めて

* 榑原 均：予報研究部、田畑 明・柳沢善次・石原正仁：台風研究部

GMS-III IR

03JST 28 JAN 1985

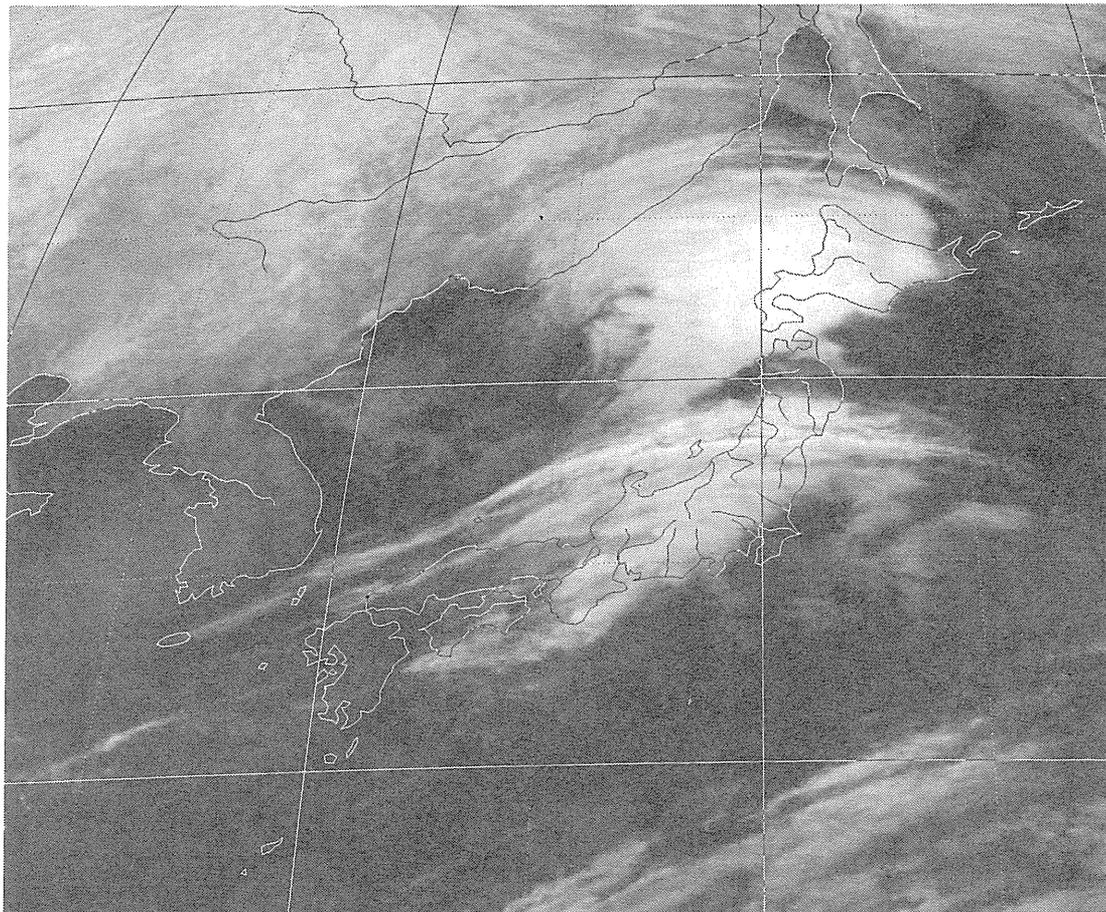


図 4. 17 1985年1月28日3時のGM-IIIによる赤外雲画像。

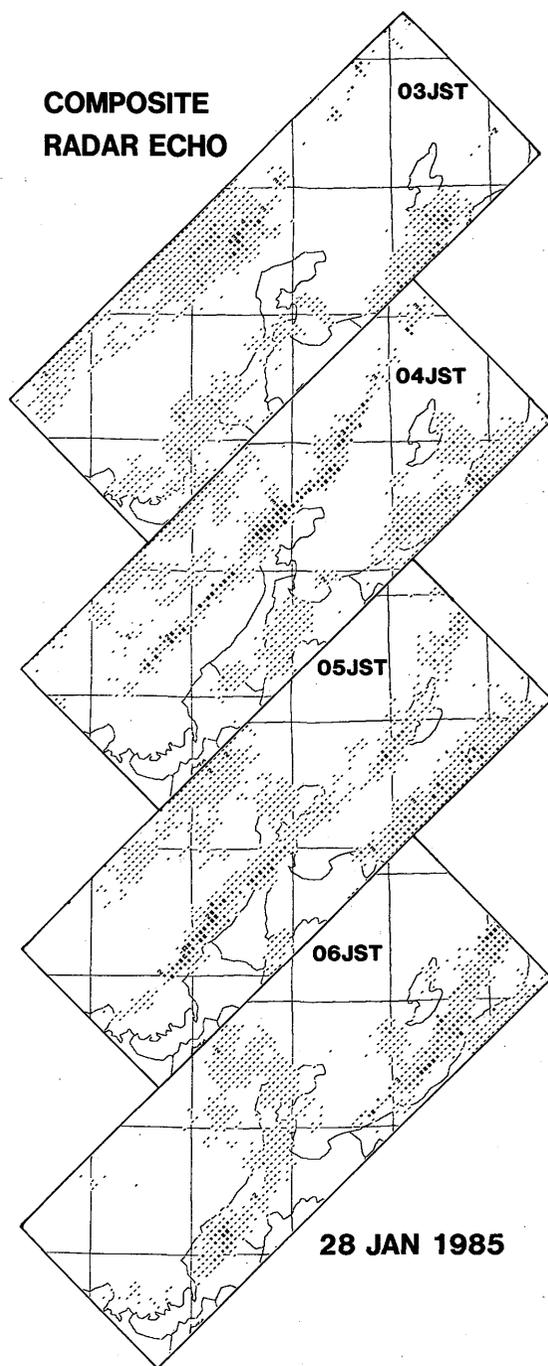


図 4. 18 1985年1月28日3時～6時の福井・新潟レーダによる合成エコー図。

RADAR ECHO 28 JAN 1985

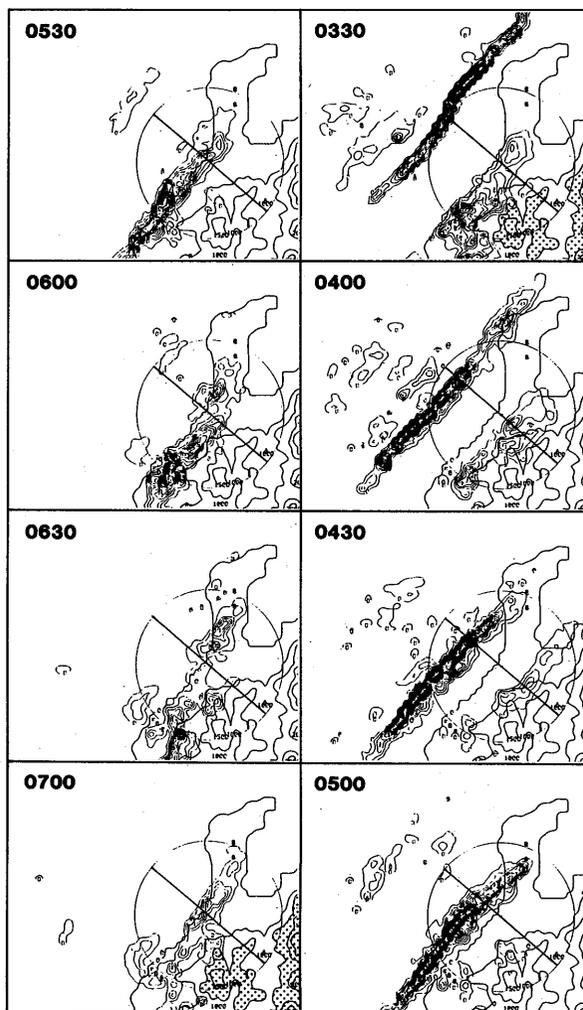


図 4.19 1985 年 1 月 28 日 3 時 30 分～7 時の金沢のドップラーレーダ観測領域(円内)付近のレーダエコー。福井レーダの仰角 1.0° の PPI 観測による。等値線は降水強度に換算して 0.25 mm/hr ごとである。高度 1,000 m 以上の領域に点影が施してある (3 時 30 分と 7 時)。図 4.21 の断面の位置が直線で示されている。

いる。5 時には両側にひろがり、降雨帯の幅は ~ 30 km に達する。5 時 30 分にはエコーの中心がほぼ海岸線上にある。6 時以降寒冷前線のエコーは衰弱するが、このエコーの後面に北方からエコーがひろがり 7 時には再び海岸線沿いに線状エコーが形成されている。7 時 30 分、8 時にはさらに発達している(図省略)。線状エコーの両側へのエコーのひろがり、および寒冷前線エコー衰弱後の後面での新しい線状エコーの発達については後に考察する。

寒冷前線到来前後の金沢における高層観測の結果を図 4.20 に示す。28 日 02 時 30 分にはまだ成

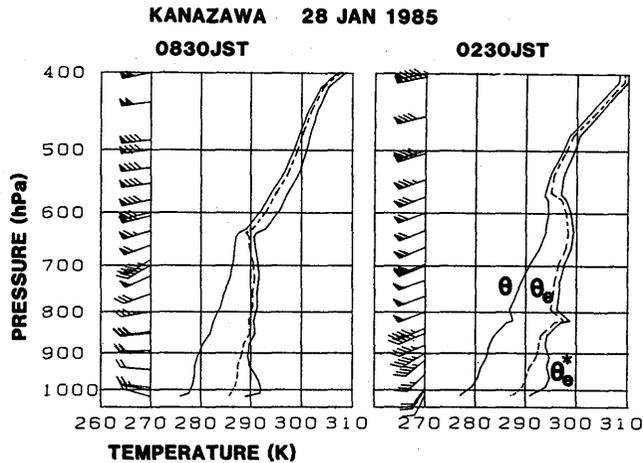


図 4. 20 1985年1月28日の金沢における寒冷前線通過前(2時30分)と通過後(8時30分)の温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の垂直分布。風の垂直分布も示してある。

層は絶対安定である。地表付近に $1\sim 2^\circ\text{C}$ だけより暖い空気が入っても成層が絶対安定であることには変りがない。 0°C 高度は ~ 890 hPa である。一方寒冷前線通過後の 08 時 30 分では 2 時 30 分とくらべ 600 hPa 以下で $\sim 3^\circ\text{C}$ 低下している。 0°C 高度は ~ 930 hPa に下っている。ところが寒気側では暖かい海面からの熱補給が大きくなるため、地表付近の気温はあまり下らず、結果として成層状態は湿潤中立に近くなっている。この状態は最下層に十分湿った空気がたまれば対流が起きうることを示している。これらの結果は寒冷前線付近の対流は強制対流であること、はるか後方に現れる対流は自由対流となっていることを示唆するものである。

4.3.2 寒冷前線降雨帯内の反射強度とドップラー速度分布

上述のようにこの寒冷前線は $45^\circ\text{--}225^\circ$ の走向を維持していた。そこでここではこの前線にほぼ直交する $310^\circ\text{--}130^\circ$ の垂直断面内の反射強度とドップラー速度分布を求め、それらの特徴および時間変化の特徴を調べる(図 4.21)。

図 4.21 a の反射強度の特徴として、以下の 4 点があげられる。(1) 海上では寒冷前線降雨帯(幅 ~ 20 km) のほぼ中央にきわだって強く (> 30 dBZe)、高さも高い (~ 3 km) セル状のエコーがある。(2) 寒冷前線降雨帯が海岸に近づくとその前後にひろがるエコーのうち、前方(南東側)の下層でエコーが強くなる。この水平方向にのびる強いエコーはブライドバンドである可能性が大きい。降雨帯の中心が海岸線 (310° 方向では ~ 4 km) 付近に達すると後方(北西側)のエコーの下層が強くなる。この時は前方のエコーが観測されていないが福井レーダの観測(図 4.19) は前方のエコーも強度が減少していないことを示している。(3) 5 時 30 分から 6 時にかけて降雨帯の先端部は内陸部に進むが、エコー強度は山岳斜面のより急な 150° 方向ではより強く、より緩やかな 110° 方向ではより弱くなっている(図省略)。(4) 5 時以降寒冷前線降雨帯の後方にあった弱いエコーは、寒冷前線降雨帯が

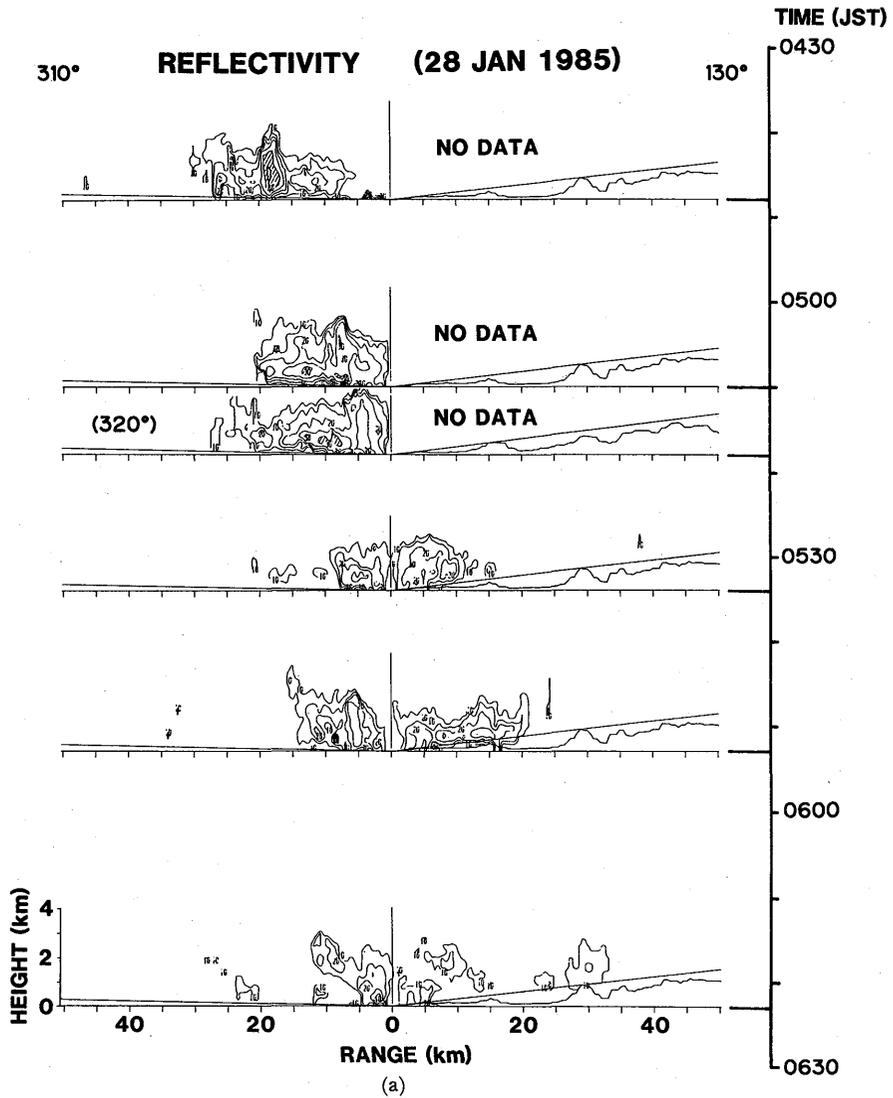
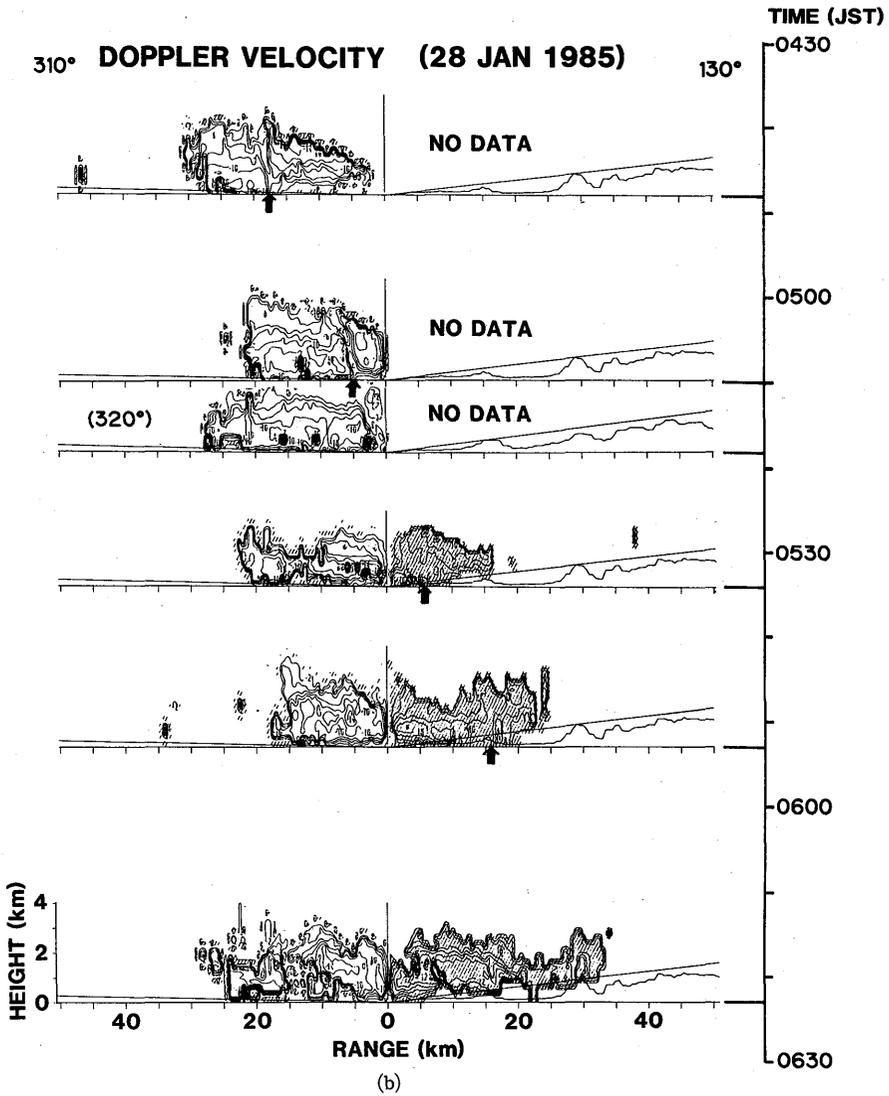


図 4. 21 寒冷前線降雨帯の走向にほぼ直交する垂直断面 (310°—130°) 内の(a)反射強度 (dBZe) と(b)ドップラー速度 (m/s) の分布。縦に時間軸がとってある。横軸はレーダからの距離である。反射強度の等値線は 5 dB 間隔で、30 dBZe 以上の領域に陰影がほどこしてある。ドップラー速度の等値線は 2 m/s 間隔で、レーダから遠ざかる成分の領域に陰影がほどこしてある。横軸上の太矢印は収束域の位置を示す。

上陸し衰弱すると同時に急激に発達する (これは 330° 方向でも見られ、またより弱い発達であるが 290° 方向でも見られる)。

次にドップラー速度分布を調べる (図 4.21 b)。まず海上における寒冷前線降雨帯の顕著な特徴はその中央部下層における強い収束である。約 3 km の間に前方の 2 ms^{-1} 以下の風が後方の 10~12



ms^{-1} の風に変っている。収束に換算すると $\sim -2.5 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ である。さらに上層 ($\geq 1.5 \text{ km}$) ではこれが逆転し、前方では 12 m/s 以上の強風、後方では 8 m/s 以下の弱風となっている。これは強い発散を意味する。これら下層収束、上層発散は上昇流の存在を意味する。上昇流は下層前方の空気（暖気で、この断面内の速度は小さい）の後方への上昇すなわち弱風域の下層前方から上層後方への連続として認められる。この上昇流と強エコー域の位置を比較すると、上昇流は強エコー域の下層前方から上層中央に向っている。したがって強エコーは傾いた上昇流の下に比較的直立に近く立っている。

上層における強い発散は上昇流中で成長した降水粒子のうち落下速度の小さいものの前方および

後方への流出を意味する。これらの降水粒子はおそらく雪結晶であると考えられる。これらは落下し融解層直上で急速に凝集成長して雪片を形成し、融解層で融けて雨滴となる。この時の融解層が水平にひろがるブライツバンドとして観測されたものと思われる。実際、強い上昇流と対応している強いエコー域は地上にまで達しているにもかかわらず、水平にひろがった強エコー域は地上に達していない。このブライツバンドと思われる水平の強エコー域は海上では降雨帯の前方にまず発達する(特に290°、330°において顕著、図は省略)。そして降雨帯の中心が海岸線に達する頃から降雨帯後方にも水平の強エコーがあらわれた。しかしドップラー速度分布にこれに対応する変化は見出せない。ブライツバンドの存在は融解時の潜熱吸収による空気の冷却を意味する。この冷却の循環に対する効果についても後で考察する。

寒冷前線が山岳斜面に進入した時(5時53分)の反射強度に対する地形の影響はすでに図4.21aにおいて述べたように明らかであるが、福井レーダによるエコー分布(図4.19)はこれを更に明瞭に示していた。すなわち6時には西風の寒気が地形上昇する白山山系の北西斜面と南西風の暖気が白山山系にせき止められる白山山系西方でエコーが強くなっている。

この時のドップラー速度分布(5時53分)を見ると130°方向には1km付近に下降する強風域が見られる。これは図4.19で見られる、ドップラーレーダの北西方のエコー上部から吹き出てくるものである。この強風域の先端には海上で見られたのと同じような下層の収束が観測される。ここで反射強度はやや強くなっている。ドップラー速度の方位方向の変化(図省略)からこの強風の風向は $\sim 260^\circ$ であることがわかる。同様にその前方の弱風は $\sim 245^\circ$ であった(これは後述の金沢の風の変化とよく一致する)。この風は白山山系の北西斜面を乗り越えて富山平野に下降する。先に 110° 方向の内陸部のエコー強度は弱いことを述べたが、このように寒気地形による強制上昇もなく、暖気も山越えをしてきているためと考えられる。

4.3.3 寒冷前線降雨帯通過時の気象要素の変化

図4.21から明らかなように下層風のシアラインは28日5時20分ごろレーダサイトに達している。図4.22は寒冷前線降雨帯通過前後の地上の風向、風速、気温、露点温度、気圧の変化を示す。4時ごろから南西の風が強くなり、4時30分～5時ごろは平均 ~ 9 m/sの風が吹いている。5時から5時20分にかけては風向が南西から西北西にかわり、風速は7～8 m/sである。5時20分には風速が7～8 m/s急増し14～15 m/sとなる(瞬間最大風速は16.8 m/s)。5時20分以降は6時30分まで風向は逆転をつづけ南西にもどる。これはレーダの北方で発達する対流性エコー(図4.19参照)と関係があるものと思われる。また風速もしだいに減少し8 m/sにまで弱くなる。

気温は4時から5時15分まで上昇を続け、 $\sim 1.2^\circ\text{C}$ の昇温をし 4.7°C に達している。露点温度は4時20分より5時20分まで上昇をつづけ、 $\sim 2.5^\circ\text{C}$ 上昇し 3.0°C に達している。これは寒冷前線前面下層に南西風により比較的暖かく湿った空気が入ったことを示している。気温はその後 3.4°C まで下った(1.3°C の低下)後 4.1°C まで上昇している。露点温度は 1.8°C まで急激に低下した(1.3°C の

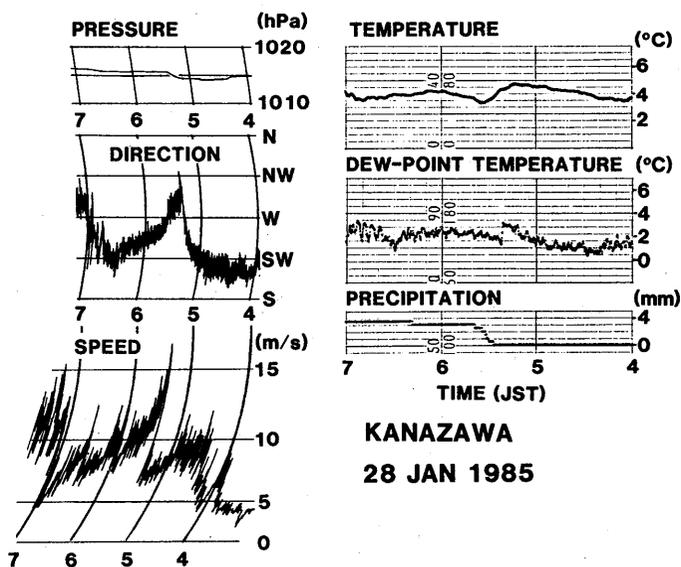


図 4. 22 1985年1月28日4時～7時のドップラーレーダサイトにおける気象要素の変化。

低下) 後 2.6°Cまで再び上昇している。降雨は5時25分から40分までの15分間に3 mmと集中している。これは図 4.21 a で見られた収束域直上の強く背の高いセル状エコーに対応すると考えられる。この寒冷前線では気温、露点温度とも上昇するのは寒冷前線直前においてだけであり、しかも通過後の温度低下が小さい。これは図 4.20 の説明のところでも触れたように気団変質の大きい海上における寒冷前線の特徴であると考えられる。

気圧は27日午前中より単調に低下をつづけたが、28日4時25分よりごくゆるやかな上昇に転じた。そして5時15分から25分にかけて気圧が ~ 1 hPa 上昇し、寒冷前線が通過したことを示している。その後は再びゆるやかな上昇となった。

4.3.4 考 察

ここでは寒冷前線降雨帯のふるまいについての以下の三つの疑問点について考察する。(1)なぜ海岸線に近づいた時に発達したか。(2)この時の降雨帯前方および後方における蒸発および融解による潜熱吸収が循環にどう影響するか。(3)寒冷前線降雨帯が内陸で衰弱した時、海岸線付近のエコーはなぜ発達したのか。

まず、この寒冷前線降雨帯が北陸西部の海岸線に近づいた時に発達した理由について考える。ここで「発達」と呼んでいるのは幅が狭く強い線状エコーの両側に弱いエコーがひろがった現象を指す。これは図 4.19 から明らかなように長さ 100 km 以上にわたって同時に起きている。このことはこの発達が中規模で非常によく組織化された現象であることを示している。発達の原因として考えられるのは白山山系の影響である。4.3.2 で示したように、この寒冷前線降雨帯に下層で収束する暖

気の厚さは～1 km である。図4.19の3時30分と7時の図には高度1 km以上の地域に点影が施してある。これを見ると寒冷前線の前方を南西から流れてくる下層の暖気に対して白山山系がいかに障害となり、その西側へ迂回させているかがよくわかる。寒冷前線の接近とともに白山山系の西～北では迂回する空気による下層収束が大きくなり、降雨帯が発達したものと考えられる。寒冷前線が更に白山山系に接近すると、北東方への暖気の流入が断たれ、次第に衰弱する(5時30分以降)。

次に降雨帯発達時(4時30分～5時頃)の降雨帯の前方および後方における蒸発および融解による潜熱吸収が循環に与える影響について考える。降雨帯発達時には降雨帯中央の上昇流域で生じた降水粒子のうちの落下速度の小さいものが遠くまで流れ出している。これら降水粒子が上昇流域で成長した時は凝結および凍結時に潜熱を放出している。そして上昇流よりはるか離れたところで蒸発および融解により潜熱を吸収する。これにより水平温度傾度が強まっていることがわかる。他方仮想的な場合として、降水粒子の流出がなく上昇流中を落下する場合を考える。この時は上昇流中では凍結と融解による潜熱の放出と吸収が相殺する。また雲層では蒸発は起きない。したがって水平温度傾度は流出のある場合にくらべて小さい。このように流出により上昇流より離れた場所で起る融解と蒸発は水平温度傾度の増大を通して循環を更に発達させる傾向がある。

最後に寒冷前線降雨帯が5時30分以降内陸で衰弱した時に、風上側海岸線付近のエコーが発達した理由を考える。寒冷前線降雨帯が6時に白山山系の北方で衰弱してしまったのはすでに4.3.2で示したように前方下層の暖気が白山山系でせき止められたことと地形性上昇の効果もなかったためと考えられる。他方寒冷前線の寒気側は暖かい海上では成層が不安定になりやすい(図4.20参照)。寒冷前線通過直後は寒気の流入も十分ではなく不安定はそれほど大きくないと考えられる。しかしながら、内陸側における寒冷前線降雨帯が下降消滅する時の上層収束、下層発散はその両側に弱い上昇流をひきおこしたであろう。大気成層のより不安定な寒気側でこの上昇流がひき金となり新しい対流を発生させたと考えられる。

4.3.5 まとめ

日本海中部を発達しながら東北東進しつつある低気圧に伴う寒冷前線の降雨帯を解析した。この寒冷前線降雨帯は幅10～20 kmで長さは直線状の部分だけで350 kmあった。北陸西部では降雨帯の走向は海岸線の走向とほぼ一致していた。降雨帯は海岸に近づくにつれ発達し前方と後方にひろがった。これは白山山系を迂回する下層の流れのためと考えられた。

ドップラーレーダで観測された降雨帯はすでに前方にひろがりはじめていた。降雨帯の走向にほぼ直交する断面内では下層における収束と上層における発散が極めて明瞭に見られた。またこれに伴う上昇流も弱風域として見出された。降雨帯中央の高く強いセル状エコーはこの上昇流と対応していた。この上昇流域で成長した降水粒子のうち落下速度の小さい雪結晶は上層で前方および後方へ流出し、そこで融解あるいは蒸発する。この融解あるいは蒸発による潜熱の吸収が降雨帯の循環を強めることが示された。

寒冷前線降雨帯は山岳部に入ると暖気の流入がなくなるため弱くなるが、前方の空気と寒気との間の収束という特徴的構造は山側 20 km 付近まで見られる。

寒冷前線降雨帯通過時の地上気象要素の変化で特徴的なのは気温低下の少ないことである。最大でも 1.3°C の低下である。これは暖かい海面から熱補給をうけつつある寒冷前線の特徴と考えられる。またこのことは寒冷前線通過後間もなく寒気側に対流エコーが発生する原因となった。

謝 辞

金沢における寒冷前線降雨帯の観測は科学技術振興調整費「局所的短時間降雪予測技術の開発」によるものである。観測にあたり農林水産省北陸農政局河北潟干拓建設事業所、気象庁東京管区気象台、金沢地方気象台には多くの便宜をはかって頂きました。また、仙台、東京、大阪各管区気象台管内の関係気象官署および気象衛星センターには観測および資料収集で御協力頂きました。

参 考 文 献

- Nozumi, Y. and H. Arakawa, 1968: Prefrontal rainbands located in the warm sector of subtropical cyclones over the ocean. *J. Geophys. Res.*, **73**, 487-492.
- Sakakibara, H., 1983: Meso- and small-scale structures of a cold-frontal precipitation system affected by a small low and mesoscale orography. *Pap. Meteor. Geophys.*, **34**, 61-73.

第5章 雷雲の構造の解析*

5.1 はじめに

6月から、8月の期間に関東地方に発生する雷雲は比較的規模が大きく、降雹、落雷、突風などにより被害をもたらすことが多い。1940年から47年に行われた総合観測では、その形態が組織的に調べられた(日本学術振興会、1950)。その後、地上、レーダ、高層観測等によって多くの調査研究がなされてきたが、その内部構造に関しては不明な点が数多く残されている。

一方、米国における airmass 型の雷雲の特別観測では、積雲の発生から、積乱雲への発達、消滅の過程が詳しく調べられた (Byers and Braham, 1949)。中部平原に発生する長続きする大規模な雷雲は、竜巻やガストフロントを伴うことから注目され、数多くの観測が行われた。この種の雷雲は英国でも研究が進められた。その結果、シングルセル型(単細胞型)、マルチセル型(多細胞型)、スーパーセル型(超大細胞型)に分類できること、長続きするためには特別な鉛直シャーが必要なこと、雷雲が平均風の右側へ偏倚して伝播すること、フック型エコーの出現と竜巻の発生との関連、等の様々な角度から議論がなされた (Browning, 1964; Browning and Ludlam, 1962; Fujita, 1965; Newton, 1967)。

1970年代には複数のドップラーレーダを用いた観測が始まり、それまで推測されて来た雷雲内部の流れの構造が直接的に確かめられるようになった (Kropfli and Miller, 1976; Ray et al, 1978)。近年では、積雲の3次元モデルによる数値実験が可能となり、観測と数値実験との比較によって、特にスーパーセル型の雷雲の内部構造が詳しく論じられている (Klemp et al, 1981)。

米国においては、異なった気団を起源とする暖かく乾燥した空気と湿った空気が上下に成層することによって作られた強い対流不安定層、強い風の鉛直シャー、特に下層での方向性のシャー、のもとで組織化された雷雲が発生する。一方、日本では全層が比較的湿っており、また大きな鉛直シャーはあまり出現しない。

ここでは、米国とは異なった風系や成層状態のもとで発生する関東地方の雷雲の構造を、2台のドップラーレーダを用いて調べる。特に、雷雲の内部の流れの場、生成維持機構、移動伝播に注目し、1983年7月27日と1984年8月3日に発生した多細胞型の雷雲の観測結果について述べる。前者は上層風が強く、ほぼりニヤーな鉛直シャーの中で数時間続いた線状の雷雲であり、後者は弱い上層風のもとで発生した比較的小規模な雷雲である。

観測の手法とデータの解析方法については、第2章で述べたとおりである。

* 石原正仁：台風研究部、榊原均：予報研究部、柳沢善次：台風研究部、松浦和夫・青柳二郎：気象衛星研究部、今泉孝男：高松地方気象台

5.2 結果と考察

雷雲が発生し、どのようなタイプに発達するかは、主に上層風の鉛直シヤーと成層状態に依存すると言われている (Browning,1977)。今回述べる2つの雷雲は、対照的な鉛直シヤーのもとで発生し、一方が大規模な線状の多細胞型を、もう一方は比較的小規模な多細胞型の形態を示した。以下それぞれについての解析結果を示す。

5.2.1 線状多細胞型雷雲 (1983年7月27日)

この日09時の500 mbでは、日本は40°N、155°E付近の低気圧と30°N、130°E付近の高気圧の間にあり、本州では比較的強い北西流が卓越している。この北西流により中層ではシベリア方面から寒気が流入している。この状況は、26日から28日まで続き、この間短波の気圧の谷が東進している。

図5.1は27日の雷雲発生前の08時30分での館野における成層状態とホドグラフである。下層には7、8月の月平均値より3~4°C高い暖気が、中層には2~4°C低い寒気があって、地上から600 mbまでが強い対流不安定層となっている。しかし、900 mbの逆転層により、不安定の解消が抑えられている。27日21時には雷雲が発達した結果、成層状態はほぼ中立となった。ホドグラフを見ると、地上から高度500 mまでは弱い南分を持った風であるが、それより上ではほぼ北西の風が高度とともに次第に強くなっている。したがって北西から南東へのほぼリニヤーな鉛直シヤーで、その強さは約 $3 \times 10^{-3} S^{-1}$ である。Marwitz (1972 a,b) によると、スーパーセル発生時の鉛直シヤーは $2.5 \sim 4.5 \times 10^{-3} S^{-1}$ であるから、この点ではスーパーセル雷雲の発生状況に近いが、下層付近の風向

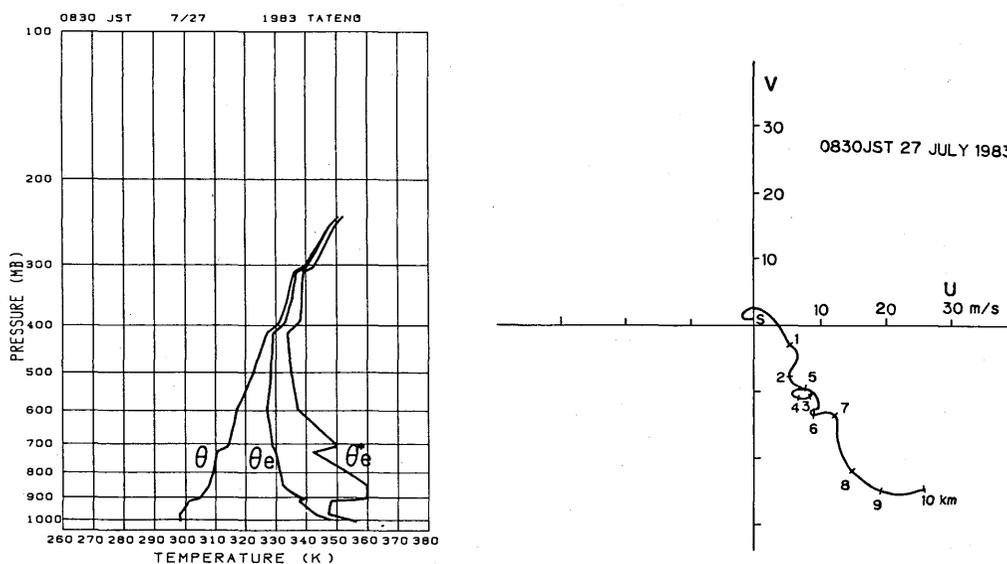


図5.1 1983年7月27日08時30分の館野における温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の鉛直分布とホドグラフ。

の変化が今回の場合小さい。

27日12時頃、関東の山間部の数ヶ所でエコーが発生した。15時には群馬県北部から千葉県北部にかけての広い範囲で多くのエコーが発生、消滅を繰り返し、20時には関東地方の中部～東部のほぼ全域がエコーで覆われた。エコーの出現は翌28日03時まで続いた(富永、1984)。

今回観測を行なった線状の雷雲(以後、線状エコーと言う)の発生から消滅までを、東京レーダのPPI図によって追跡する(図5.2)。14時00分に点エコーが発生し、14時30分には北西から南東に延び、2列の線状エコーになった。15時00分には北東側の線状エコーは発生を続けたが、南西側の線状エコーはほぼ消滅した。一方15時00分頃、この線状エコーの南端で点エコーが発生し、その後発達しながら南西方向に離れて行った。16時30分には、本体の線状エコーはほとんど分散消滅し、離れていったエコーが大きく成長し、新しいエコー群を形成した。したがって、この線状エコーの寿命は約2時間30分である。

ドップラーレーダによる観測は14時49分から15時24分の間に5回行われた。この間、線状エコーの中には4～5個のコア(反射強度の極大域)が存在し、それらはほぼシャープベクトルに平行に並んでいた。しかし、それらの位置や大きさの変化が激しいため、一定仰角又は一定高度のエコー分布によって個々のコアを終始追跡することは困難であった。線状エコーの中心位置を見る限り、このエコーは周囲の一般風(ここでは27日08時30分の館野の高層観測によって求められた風とする)の強さにもかかわらず、ほとんどその位置を変えなかった。15時33分の3cmレーダのREI観測によると、この線状エコーのエコー頂は約14kmであった。東京レーダで見ると、かなとこ雲と思われる上空エコーが東側80kmまで広がっていた。

2台のドップラーレーダによって求めた雷雲内の水平風 V と反射強度 Z_e の分布を図5.3に示す。各時刻の流れの向きは、基本的には一般風の風向とほぼ一致し、高度1kmではほぼ西から東への流れ、それより上では、ほぼ線状のエコーに沿う北西から南東への流れである。

線状エコーの南東部の反射強度の小さい領域では流れはほぼ一様であるが、コアの周辺の流れは複雑である。高度2kmより上では、コアの風上側(北西側)で強かった流れが、その内部で弱まり、コアの風下側(南東側)で再び強まる傾向がある。この結果、観測領域内の平均風速は一般風よりかなり弱い。あたかも、コアの部分が北西から流入した流れの障害物として働いているかのように見える(例えば15時24分、高度3km、(図5.3h)座標(25, 35)付近)。このような現象はBrowning and Ludlam (1962), Fankhauser (1971)らの観測にも見られる。しかし今回の場合、コアの前面で淀んだ空気の一部は鉛直流に寄与しているから、実際にすべての空気がコアを避けて流れている訳ではない。

高度5kmでは、線状エコーの北東の縁に沿って、ほぼ真北から線状エコーに流入する流れが見られる。特に15時24分(図5.3i)の座標(35, 30)付近で顕著である。ここでは中層の θ_e の小さい空気($\theta_e \sim 328$ K)が線状エコー内に流れ込んでいるように見える。

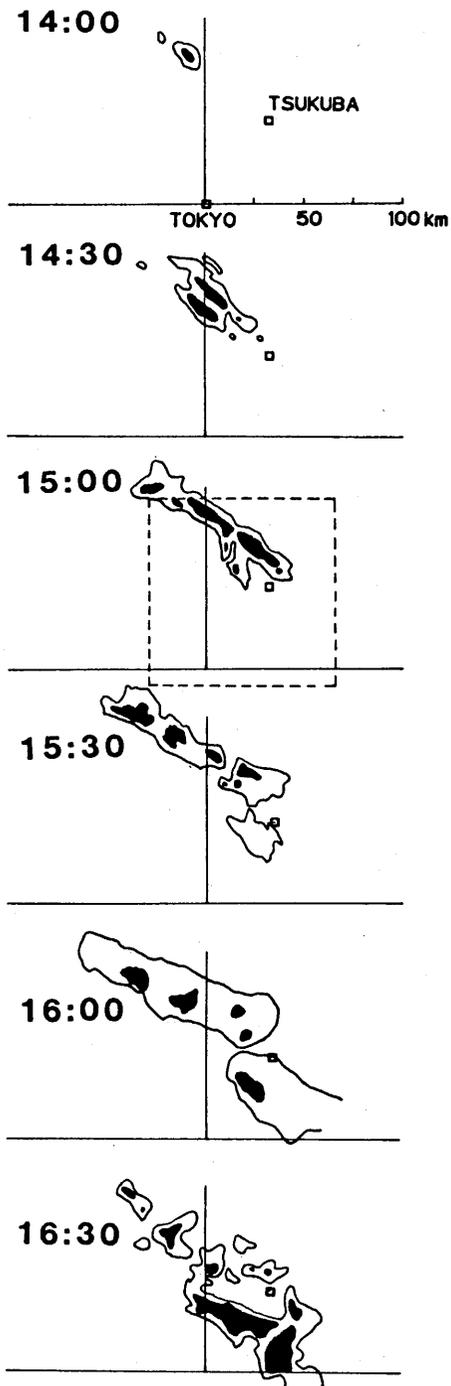


図 5.2 東京レーダにより観測された線状エコーの時間変化。(1983年7月27日、14時00分～16時00分)。15時00分の破線は観測領域を表わす。

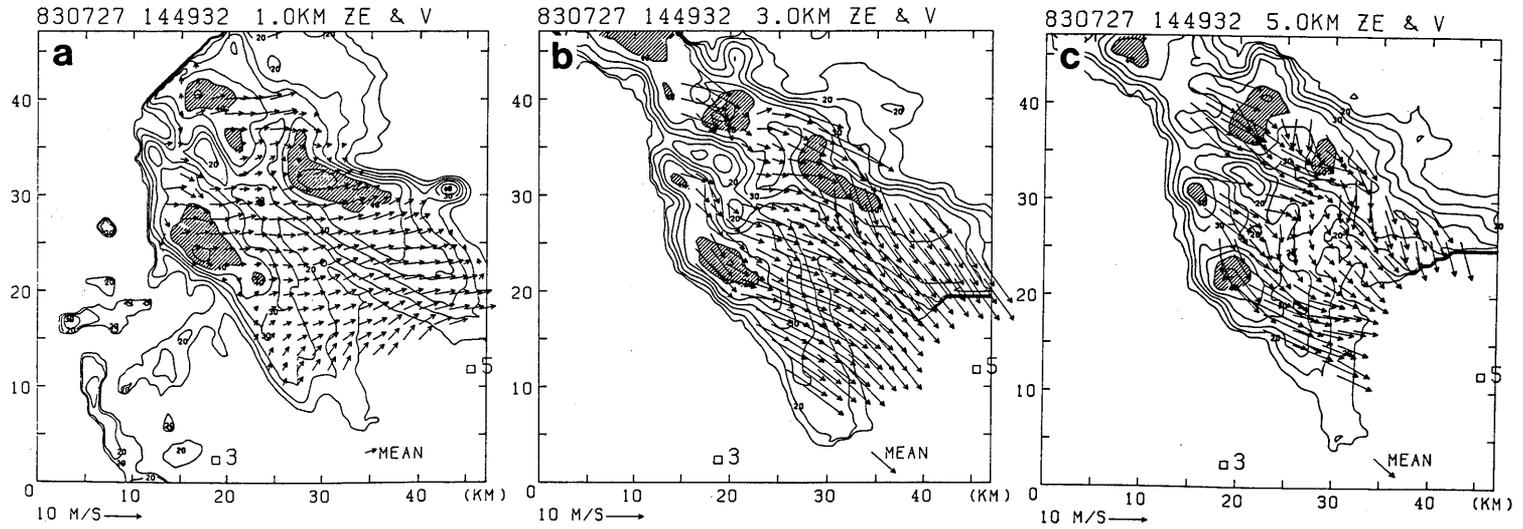
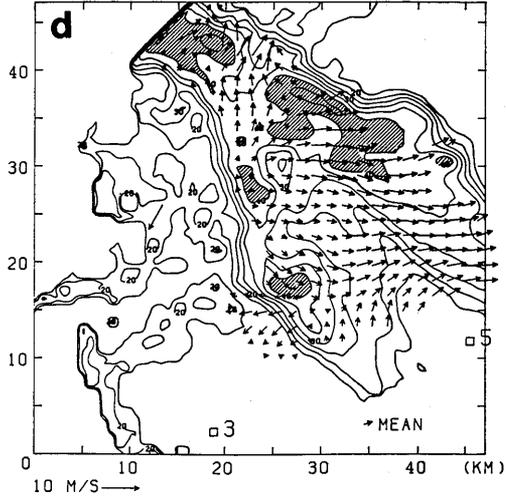
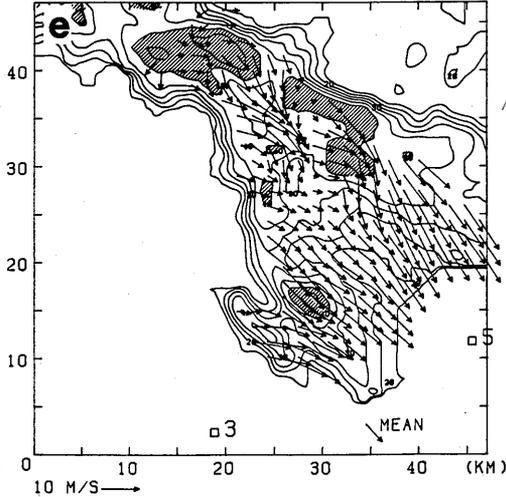


図 5.3 2 台のドップラーレーダによって求めた、線状エコー内の水平風 V と反射強度 Z_e の分布。 Z_e の等値線は 15 dBZ から 5 dB ごとに引かれている。斜線部は 40 dBZ 以上の領域を示す。(1983 年 7 月 27 日、14 時 49 分、15 時 03 分、15 時 24 分；高度 1、3、5 km)。各高度における平均風を図の右下に、風ベクトルのスケールを左下に示す。図中の□は 3 cm と 5 cm のレーダの位置を表わす。

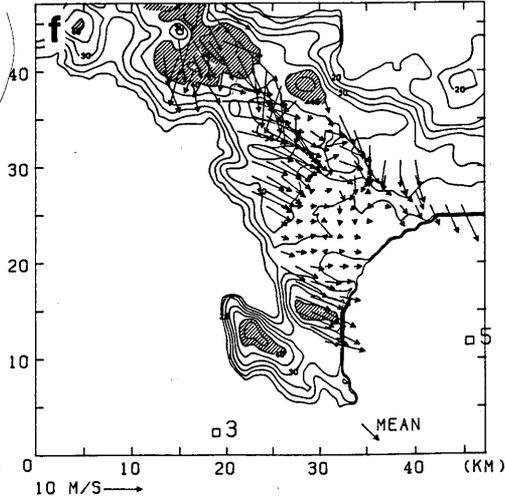
830727 150353 1.0KM ZE & V



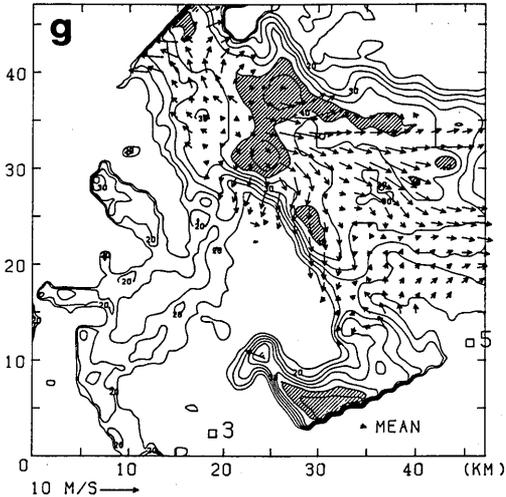
830727 150353 3.0KM ZE & V



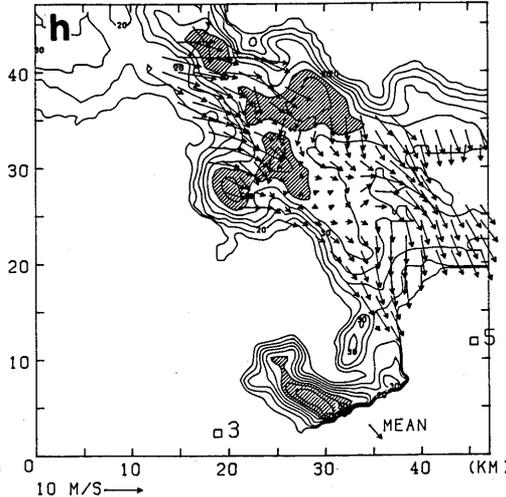
830727 150353 5.0KM ZE & V



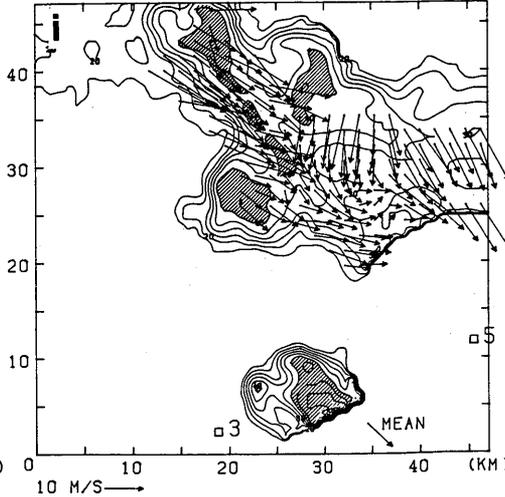
830727 152417 1.0KM ZE & V



830727 152417 3.0KM ZE & V



830727 152417 5.0KM ZE & V



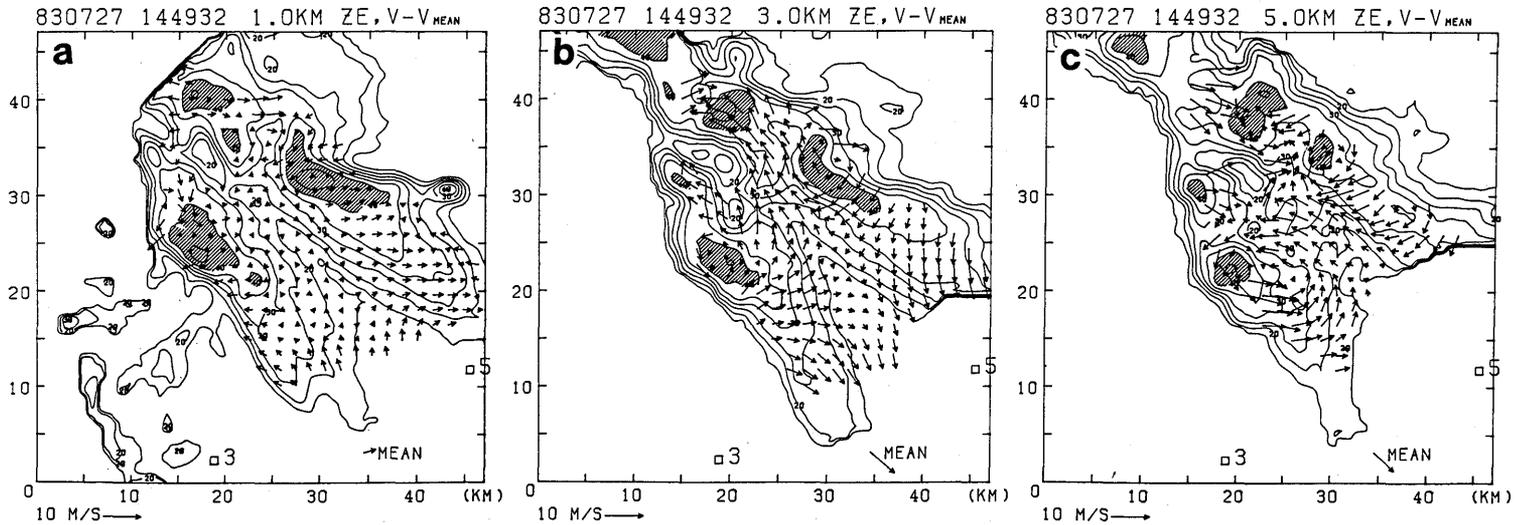
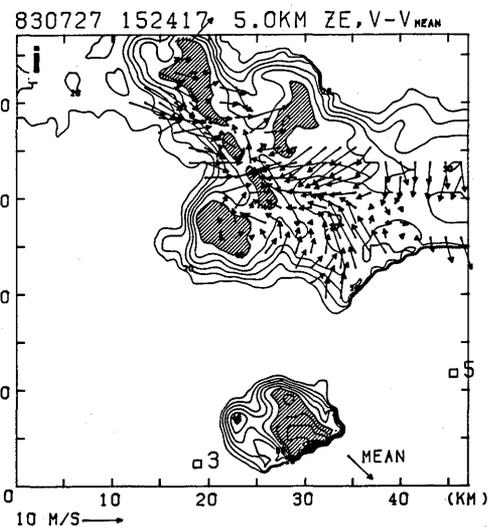
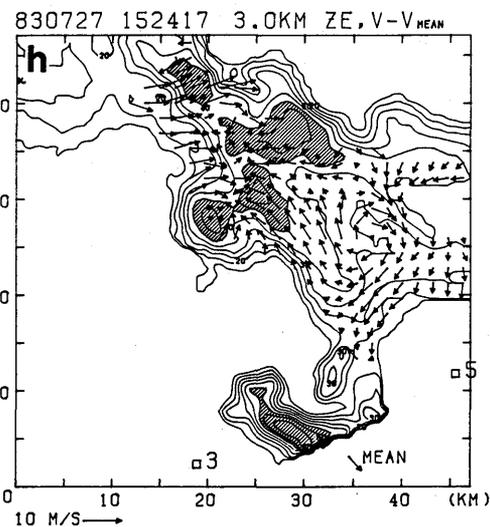
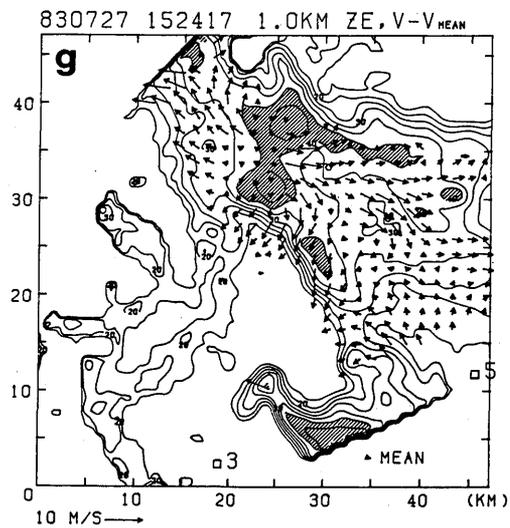
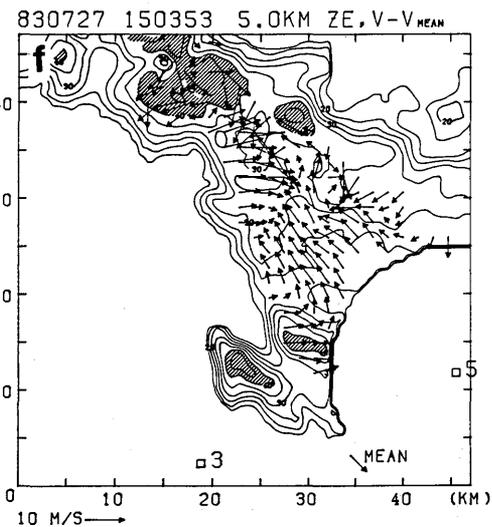
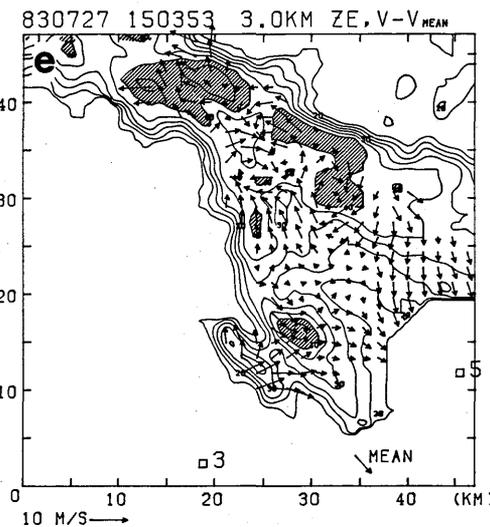
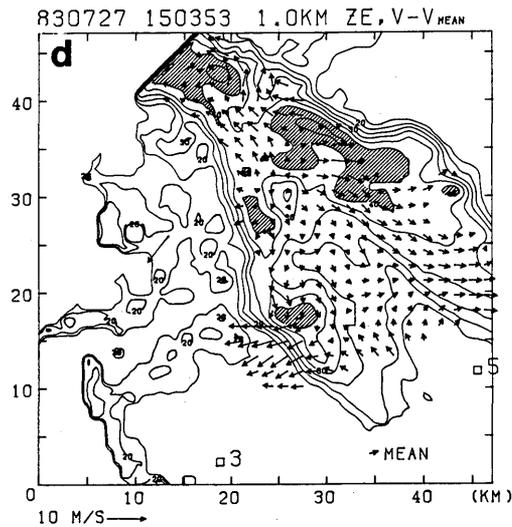


図 5.4 図 5.3 と同じ。ただし、各高度における平均風からの偏差 V を表わす。



線状エコー内の収束発散の分布を見るために、各高度の実測風から観測領域内の平均風（図中右下に示す）を差し引いた流れの偏差 V' を図 5.4 に示す。各時刻の高度 1 km では発散域が多く見られる。15 時 03 分（図 5.4 d）の座標 (26, 32) 付近、及び 15 時 24 分（図 5.4 g）の座標 (24, 33) 付近の発散の極大値は、それぞれ 1.5×10^{-3} 、 $2.5 \times 10^{-3} \text{ S}^{-1}$ である。これらの発散域の位置はほぼコアの位置と一致している。地上付近で発散流が顕著であることは、この線状エコーに成熟期に達しているコアが多く含まれていることを示唆している。

図 5.5 は、アメダスの観測値から求めた 15 時における関東地方の地上気温の分布と、地上風の分布から推定したガストフロント（陣風線）の位置を示している。ガストフロントは線状エコーの南西約 20 km にあって、両者はほぼ平行に並んでいる。線状エコーの内部には 24°C の温度の極小がある。ガストフロントの北東側には寒気域（cold dome）があり、そこからガストフロントに向かう流れがある。ガストフロントの南西側では、 34°C に達する暖気が線状エコーに向かって流れ込んでいる。このガストフロントは南西へ約 10~15 km/h の速さで移動している。16 時にガストフロントが通過した粕では、地上の相当温位が 355 K から 335 K に下がった。335 K の θ_e を持った空気は、図 5.1 の θ_e の分布から推測すると、もし周囲との混合がなければ 860 mb 付近の高度にその起源を

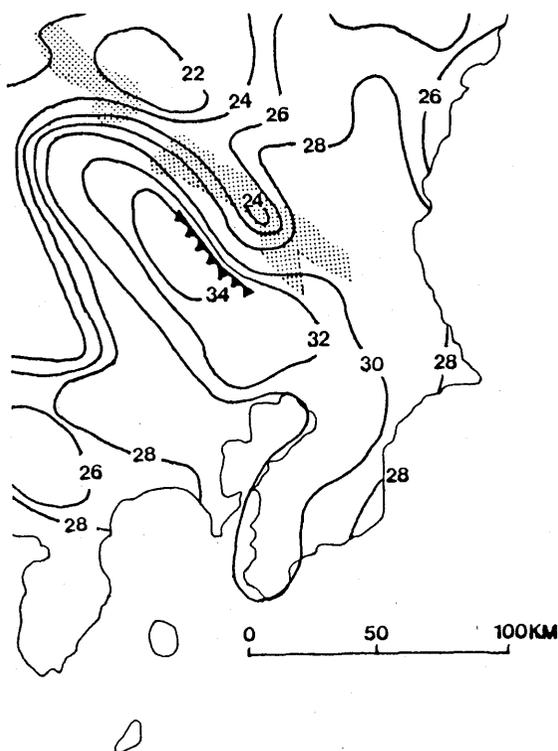


図 5.5 アメダスから求めた 1983 年 7 月 27 日 15 時における地上気温の分布。単位は $^\circ\text{C}$ 。陰影部は線状エコーを示す。寒冷前線の印はガストフロントを示す。

発している。しかし周囲との混合を考えると、もう少し上空に起源があると考えられる。ガストフロントが線状エコーから約20 km 離れて存在していることは、線状エコーからの寒気の流出が15時以前から続いていたことを示し、この線状エコーが成熟期にあったことを裏付けている。

中層における渦の存在も特徴的である。14時49分の高度5 km (図5.4 c) には、座標(24, 22)を中心に正の渦が、座標(30, 32)を中心に負の渦が存在する。ただし、これらの渦は平均風からの偏差として初めて見いだされるものであって、生の流れの場(図5.3)から直接認識することは難しい。どちらの渦も高度5 km で最大値をとり、それぞれ $+6 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 、 $-6 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の渦度を持っている。これらの渦の直径は約8 km で、渦の軸はほぼ直立している。正の渦はその後衰弱し、15時03分には見えなくなった。負の渦はその後も持続し、15時24分には高度3 km (図5.4 h)、座標(35, 26)に $-6 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の渦が現われている。中層にあった渦が時間の経過とともに下層に降りて来たと思われる。渦の中心は 130° の方向に4 m/s で進み、この値は高度2~3 km のエコー内の平均風にほぼ等しい。このような渦は他の部分にも見られる(例えば、15時03分、高度3 km (図5.4 e) 座標(27, 36)、(24, 33))。正負の渦は対をなして存在することが多い。

これまでも激しい雷雲の中に渦が認められたケースは多い。Fujita and Grandoso (1968), Charba and Sasaki (1971) は、正負の対の渦がマグナス効果によってエコーを分裂させ、左右に偏倚させると考えた。又、Jessup (1972) はチャフを使った観測から、中層にカルマン渦列に似た流れを見出した。Kropfli and Miller (1976) は2台のドップラーレーダの観測によって、中層に 10^{-2}s^{-1} に達する正負の渦の対を見いだした。

図5.6は鉛直流 w の分布を表わしている。前述の渦の中心は、多くの場合、上昇流と下降流の境界付近にある。Kropfli and Miller (1976) は、下降流が上層の水平運動量を、上昇流が下層の運動量を中層に運び、いわゆる立ち上がり項の効果によって中層に渦がつくられたと考えた。今回観測された渦もこの効果が一つの要因であろう。Rotunno (1981), Klemp et al. (1981) は、スーパーセル型の雷雲の中の渦度の分布を調べ、下層で立ち上がり項の効果で作られた正の渦が中層の上昇域でstretching項の効果で強化されたと考えた。今回の渦度の分布は複雑で、これらの結果との比較は困難である。

図5.6の高度1 km においては、線状エコーの中央部にはほとんど活発な上昇流が存在しない。高度3 km では上昇域、下降域が明瞭となり、高度5 km では、上昇流の占める面積が下降流の面積とほぼ等しくなっている。線状エコーの中央部では、ほぼ南北に延びた上昇域と下降域が5~7 km の間隔で交互に並んでいる。つまり、線状エコーを斜めに横切って上昇域、下降域の対が並んでいる。高度5 km における上昇流の最大値は10~15 m/s である。これらの状況はどの時刻にもほぼ共通して見られる。しかし、個々の形や値は時間とともに激しく変化していて、線状エコー内部の鉛直運動の時間変化が大きかったことを示している。

上昇、下降域と反射強度との対応は必ずしも一定ではない。ある領域では上昇域とコアが対応し、

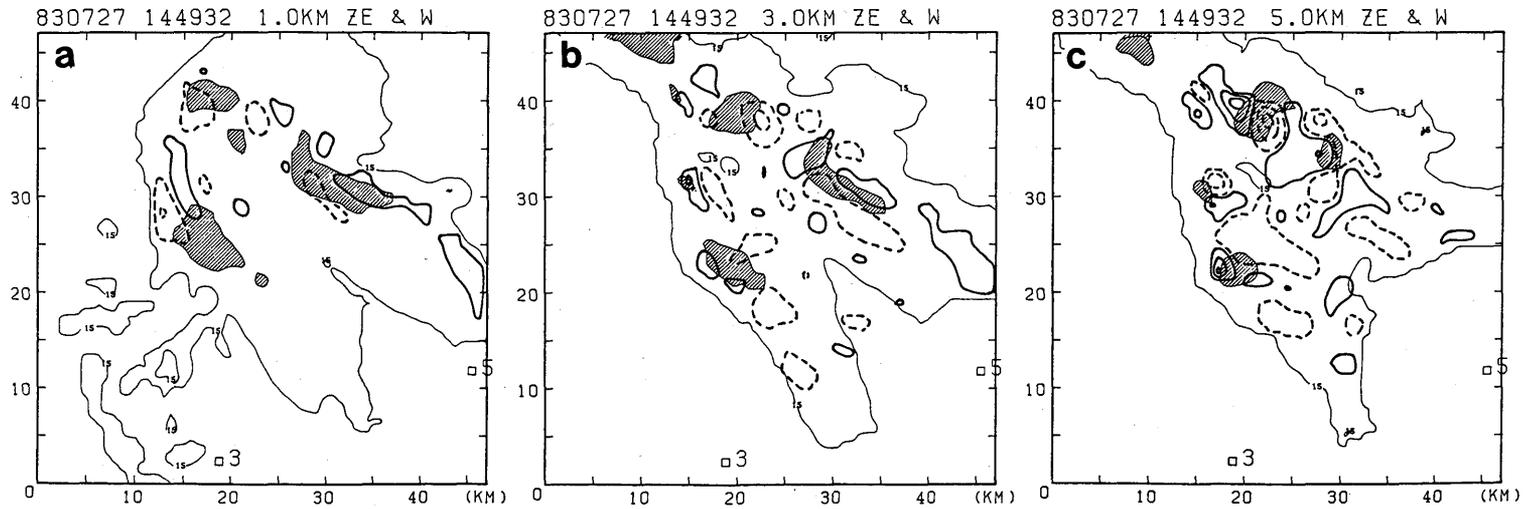
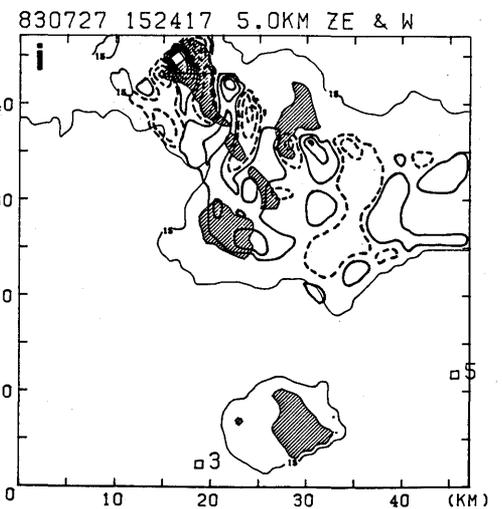
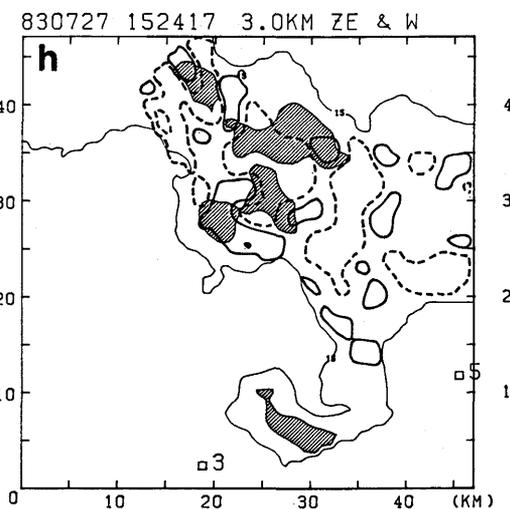
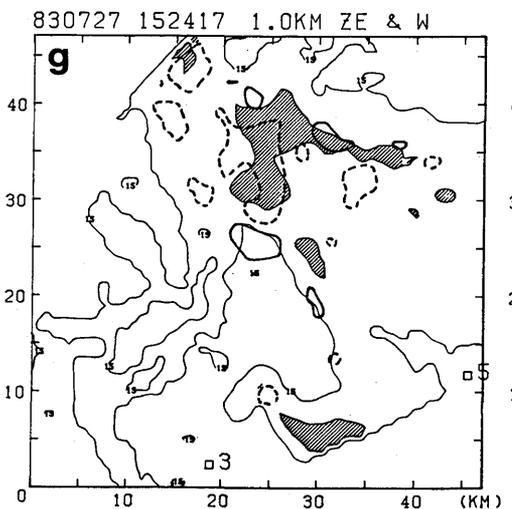
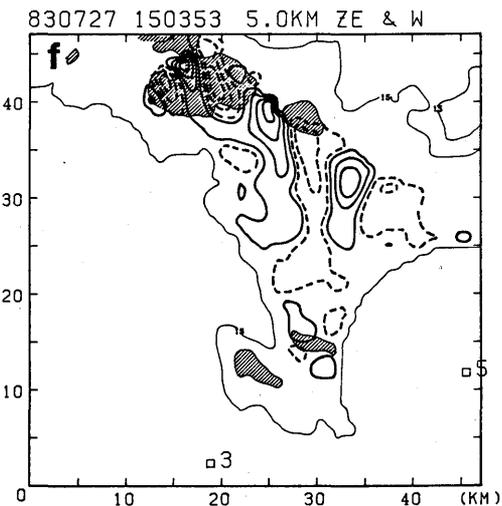
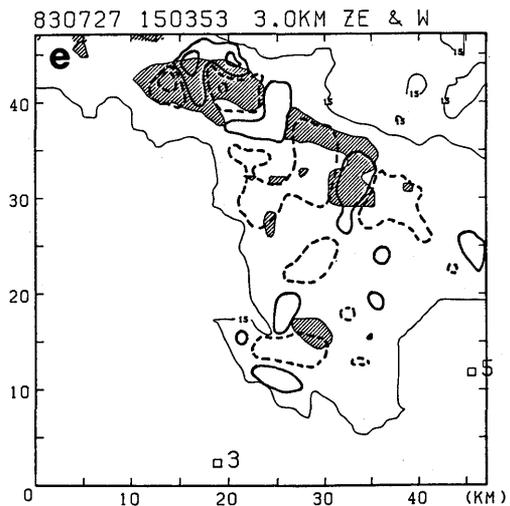
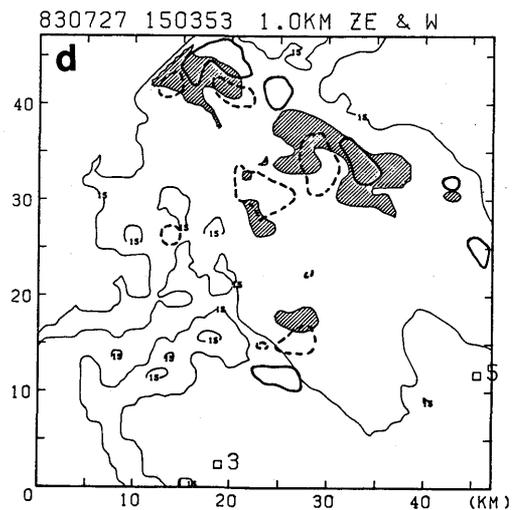


図 5.6 線状エコー内の鉛直流 w と反射強度 Z_e の分布。太実線は上昇域、破線は下降域を示す。おのおの等値線は ± 1 m/s から、5 m/s おきに引かれている。反射強度の等値線は 15 dBZ と 40 dBZ。斜線部は 40 dBZ 以上の領域を示す。時刻は図 5.3 と同様。



ある領域では下降域とコアが対応している。これはこの線状エコーが様々な発達段階にあるコアの集合であることを示している。

今回の観測では高度7 kmより上のデータが取得できなかったので、鉛直循環の完全な形態は理解できないが、次のような推論ができる。図5.5で示したガストフロントの南西側にある高温で湿った空気が寒気域を滑昇し、かなり高い高度(1~2 km)で線状エコーの南西端からその内部に入り、幅5~7 kmの南北に延びた上昇流となって上昇する。上昇流の中で作られた雨滴の一部は、中~上層の強い北西風によって南東に吹き流され、上昇流の南東側に落下する。それに伴い、雨滴の重みと蒸発による冷却によって、上昇流の南東側に下降流が作られる。このようにして、いくつかの上昇、下降流の対がほぼ南北に並ぶ。中層にある θ_e の小さい空気は線状エコーの北東の縁から下降域に取り込まれる。高度1~2 kmより下では、線状エコーのほぼ全域に下降流に伴う発散域が広がり、寒気域が作られる。その寒気の一部は南西に広がって、暖気との境にガストフロントを形成する。

上記のように推論された3次元的な流れの場においては、北西から南東に向かう強い鉛直シャーがこの線状エコーの維持のための必要条件であるとともに、最下層の西寄りの一般風がエネルギーの補給源として重要な役割を果たしていると考えられる。今回の線状エコーでは、上昇流はほぼ直立しているので(高度7 kmより上では不明)、上昇流中に落下する雨滴も多いであろう。したがって、上昇流は長続きせず、上昇、下降流の対が、定常的には存在しにくい状況であったと推測される。

今回の線状エコーの南端に新しいセル状のエコーが発生し、次第に線状エコーから離れ発達する状況が観測された。15時03分の高度1 km(図5.4 d)、座標(26, 17)付近には、新しく形成されたコアが見られる。このコアの南西端では、高度1 kmで南西への流出、高度3~4 kmではコアへの流入が顕著である。このコアは約8 m/sの速度で南東へ移動している。この移動速度は高度2 km付近の周囲の風と一致しており、本体から離れて存在するコアは、周囲の下~中層の風で流されることがわかる。

高度1 kmでは、このコアの中心部は下降流で占められているが(図5.6 d)、コアの南西部には上昇流がある。この上空、高度3 km(図5.4 e)の座標(25, 13)付近には、地面に達していない別のコアが作られつつある。このコアは15時11分までには地上に達し、その後次第に発達し、前述のとおり、16時30分には大きなエコー群を形成した。この様子は、Browning and Ludlam(1960), Newton and Fankhauser(1975), Browning et al.(1976)らが述べているように、多細胞型の雷雲の進行方向の右側に新しいコアが作られ、全体として右に偏倚して伝播する様子に類似している。ただし、Browning et al.(1976)の示した地上のガストフロントは、新しく作られつつあるコアのすぐ下にあったが、今回のガストフロントは、はるか前方に位置していた。15時24分の高度3 kmの座標(20, 28)付近にも、新しいコアの発生が見られる。

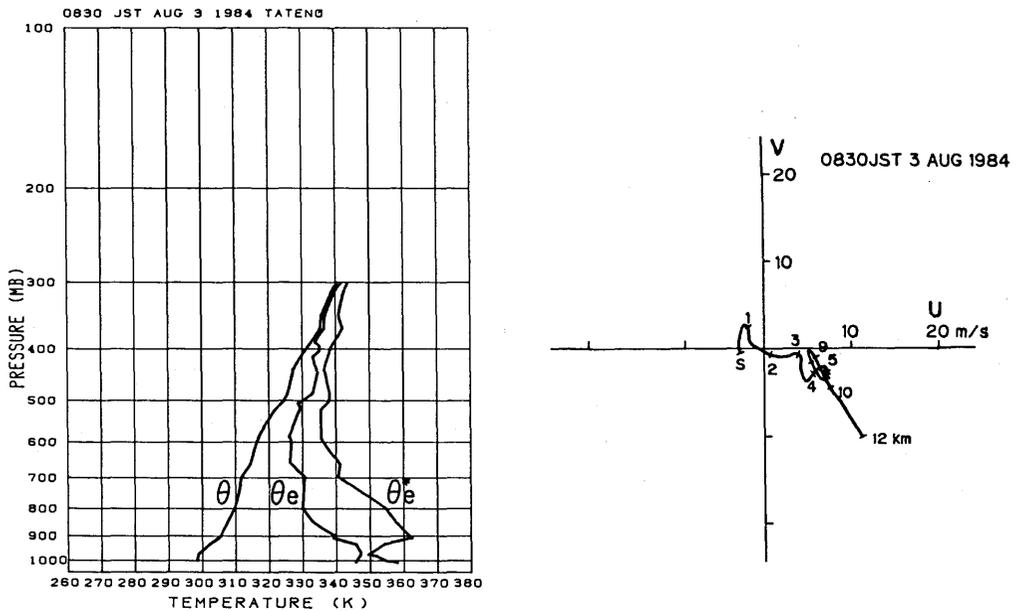


図 5.7 図 5.1 と同様。ただし、1984 年 8 月 3 日 08 時 30 分。 hodograph のスケールは図 5.1 と異なる。

5.2.2 非定常な多細胞型雷雲 (1984 年 8 月 3 日)

この日、北海道の北方に低気圧があり、中層では日本の中～北部は弱い気圧の谷になっていて、中層に寒気が流入していた。8 月 3 日の 09 時の地上天気図 (図略) では、関東地方は四国を中心とする小型の高気圧の圏内であって晴れていた。

図 5.7 によると、3 日 08 時 30 分には、920 mb から 600 mb までの層が対流不安定であるが、920 mb には逆転層があつて対流の発達を妨げられている。hodograph によると、高度 1.5 km までは 4 m/s 以下の東寄りの風、それより上では西北西から北西の風で、高度の増加とともに風速が少しずつ増加している。高度 7.5 km では 8 m/s、10 km では 12 m/s であり、ほぼ北西から南東への鉛直シアーである。5.2.1 で述べた 1983 年 7 月 27 日の雷雲発生時の状況と比較すると、熱的な成層状態は互いによく似ているが、今回の風速は前回の半分以下で、特に下層～中層での弱風が際立っている。

図 5.8 は、東京レーダによって観測された雷雲の発生から消滅までの過程である。筑波の北西方 50 km に以前から雷雲エコーが存在し、そのすぐ南に今回観測した雷雲エコー (図中のエコー A) が 17 時 01 分から 17 時 16 分の間に発生した。17 時 30 分にはエコー A はわずかに南西に移動した。17 時 45 分、エコー A は面積を広げ、さらに南西に移動し、以前から南西にあったエコー B と合併した。しかし、お互いのエコーのコアは依然残っている。18 時 00 分、エコーの面積は急激に減少し、18 時 16 分にはほぼ消滅した。したがって、この雷雲の寿命は 1 時間～1 時間 15 分である。ドップラー観測は 17 時 19 分から 17 時 44 分までの間に 4 回行われた。今回の観測は 1 つの雷雲の成長期から成

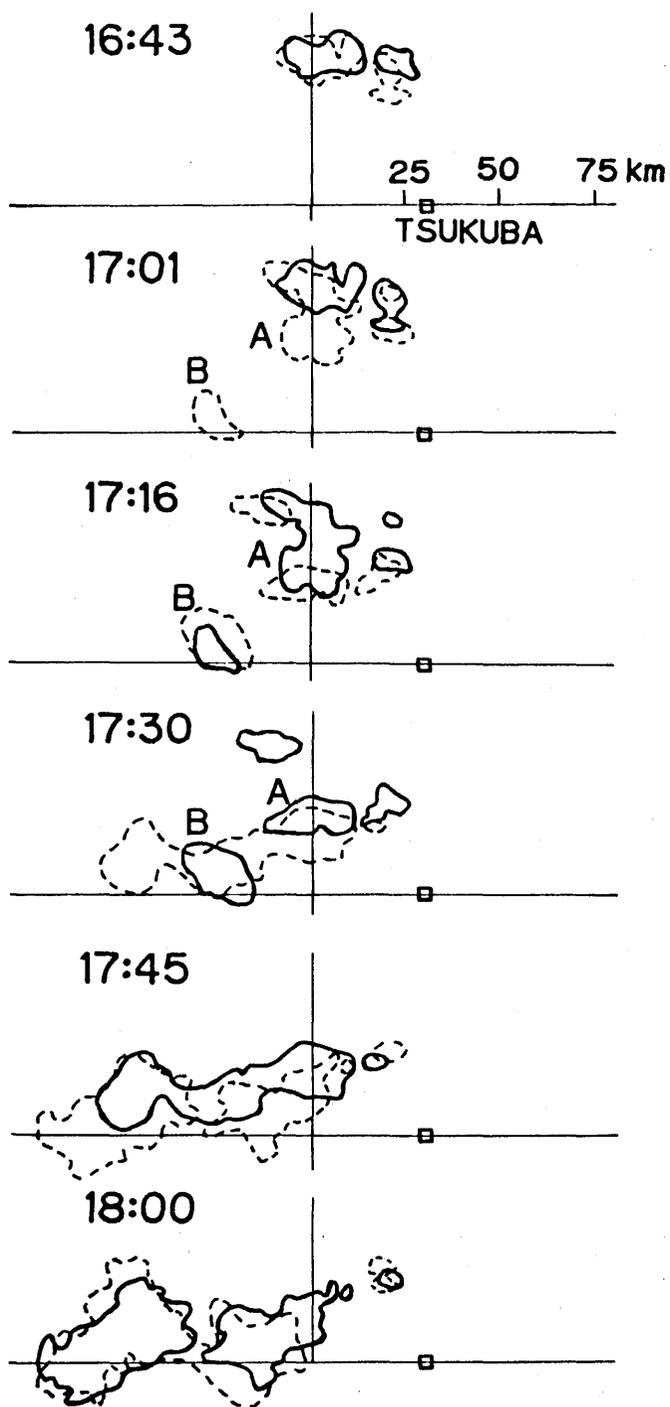


図 5.8 東京レーダで観測された雷雲エコーの時間変化。(1984年8月3日、16時43分～18時00分) 破線は次の時刻におけるエコーの分布を表わす。

熟期をとらえたと推測される。17時52分に行われた3cmレーダのREI観測によると、この雷雲のエコー頂高度は約14kmである。

図5.9は17時19分における、観測された水平風と系(雷雲)の移動速度との差、つまり系に相対的な水平風 V_s の分布である。図5.10は同時刻の鉛直流 w の分布である。系の移動速度は、高度1.0km~5.5kmにおいて反射強度が45dBZを越えるコアを追跡し、その平均として 240° 、4m/sを得た。以後、すべて V_s によって議論を進める。

高度1km(図5.9a,5.10a)では、観測領域の南半分には雷雲に向かう北向きの流れが見える。この流れがこの高度での雷雲周辺の一般流と思われる。座標(27,37)を中心とする反射強度の小さい領域では、ほとんど流れがない。雷雲内には2つのコア(図5.9aのaとb)がある。コアaからコアbに向かう南向きの流れと北向きの一般流が、コアbの南端で衝突し、 $-4 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ に達する収束域を形成している。コアaの東側を除く周囲には、 $+3 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ の発散域が見られる。コアaは高度2.5kmには見出されず、次の17時28分の観測では消滅していた。したがって、消滅直前のコアa内の下降流に伴う下層の発散流が、南からの一般流と収束し、コアb付近で上昇流となったと考えられる。

高度2.5km(図5.9b,5.10b)ではコアbの北と、高度1.0kmでコアaが存在した座標(13,33)付近に収束域がある。この西側は下降域で、西から雷雲に流入する流れが見られる。コアbの全域が上昇域である。

高度4.0kmでは、南南西から北北東に向かう流れが支配的である。上昇流の最大はコアbのすぐ東側にあり、その値は13m/sである。コアbの中心部の一部に発散域が、その周辺部に収束域が現われている。特に雷雲の進行方向前面(南西側)に強い収束域があり、ここでは西から東へ向かう一般流が南北に向きを変え、コアが流れの中の障害物のような働きをしているように見える。

高度5.5km(図5.9d,5.10d)では、発散域がコアbの中心部から北と南に広がり、収束域がコアbの南西と北東の2つの領域で顕著である。コアbの中心部には下降流が現われ、上昇流を分断している。雷雲の北西端には強い下降流が広がっている。「障害物を回り込む流れ」は、この高度でも明瞭に認められる。コアbの東方(座標(30,30)付近)では、流れの中にwake状の流れがあり、いくつかの小規模なコアが見られる。座標(18,40)を中心として北西から南東にのびる帯状の上昇域が存在するが、ここには反射強度のきわ立って強い部分は見られない。今回の解析では、この上昇域についてはよく理解できなかった。

高度7.0km(図5.9e,5.10e)では、コアbを中心とする発散流がさらに顕著である。

この9分後の17時28分、高度1km(図略)では、コアbの北半分には下降流が現われ、これに伴う発散流が、コアの南側で南からの一般流と収束を起こしている。これは、前述の17時28分では成長期~成熟期であったコアbが9分後には成熟期~衰弱期に達したことを示している。

以上のことから、雷雲の維持と移動について次のように考えられる。雷雲内には、ほぼ南北に2つ

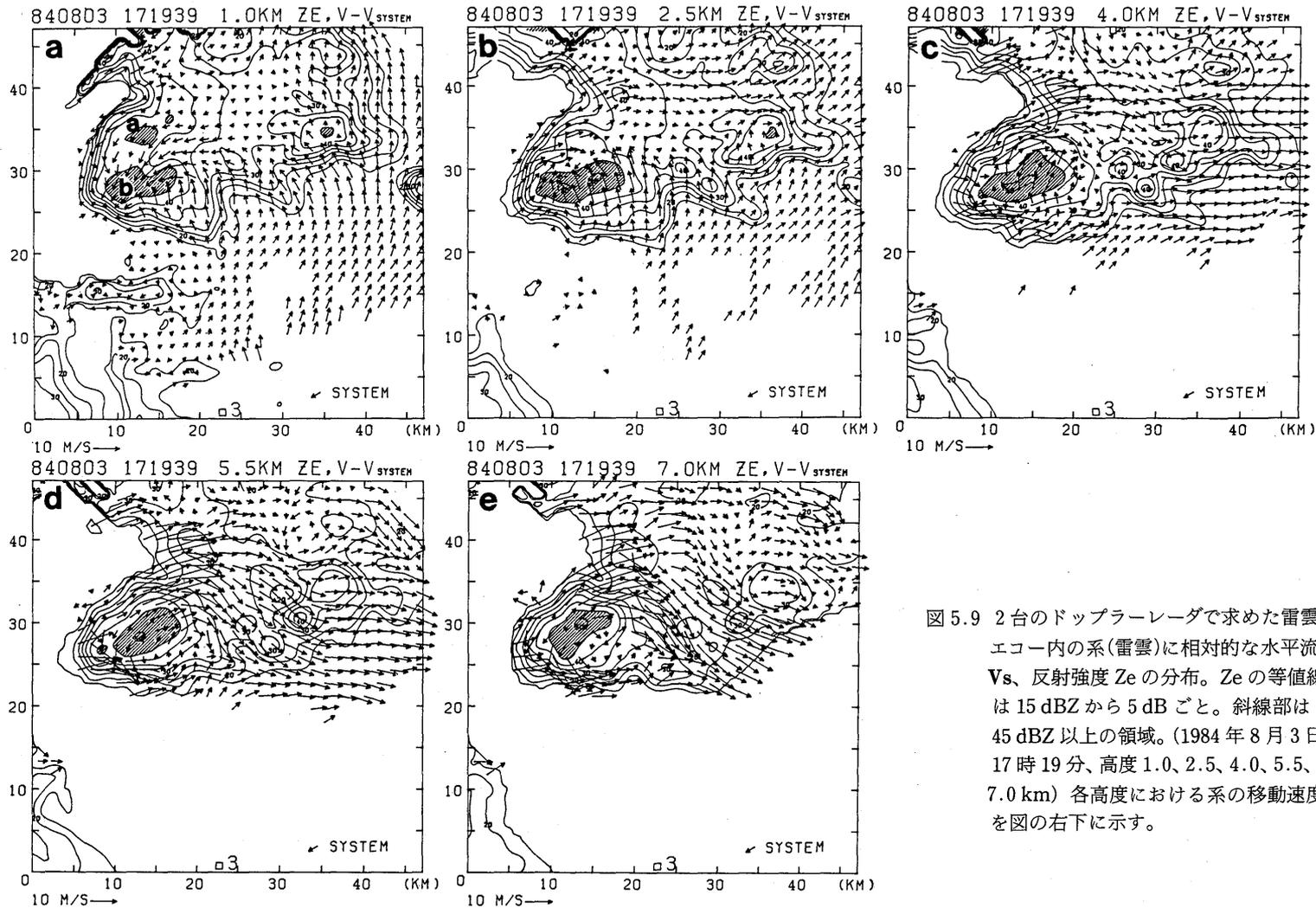


図 5.9 2台のドップラーレーダで求めた雷雲エコー内の系(雷雲)に相対的な水平流 V_s 、反射強度 Z_e の分布。 Z_e の等値線は 15 dBZ から 5 dB ごと。斜線部は 45 dBZ 以上の領域。(1984 年 8 月 3 日 17 時 19 分、高度 1.0、2.5、4.0、5.5、7.0 km) 各高度における系の移動速度を図の右下に示す。

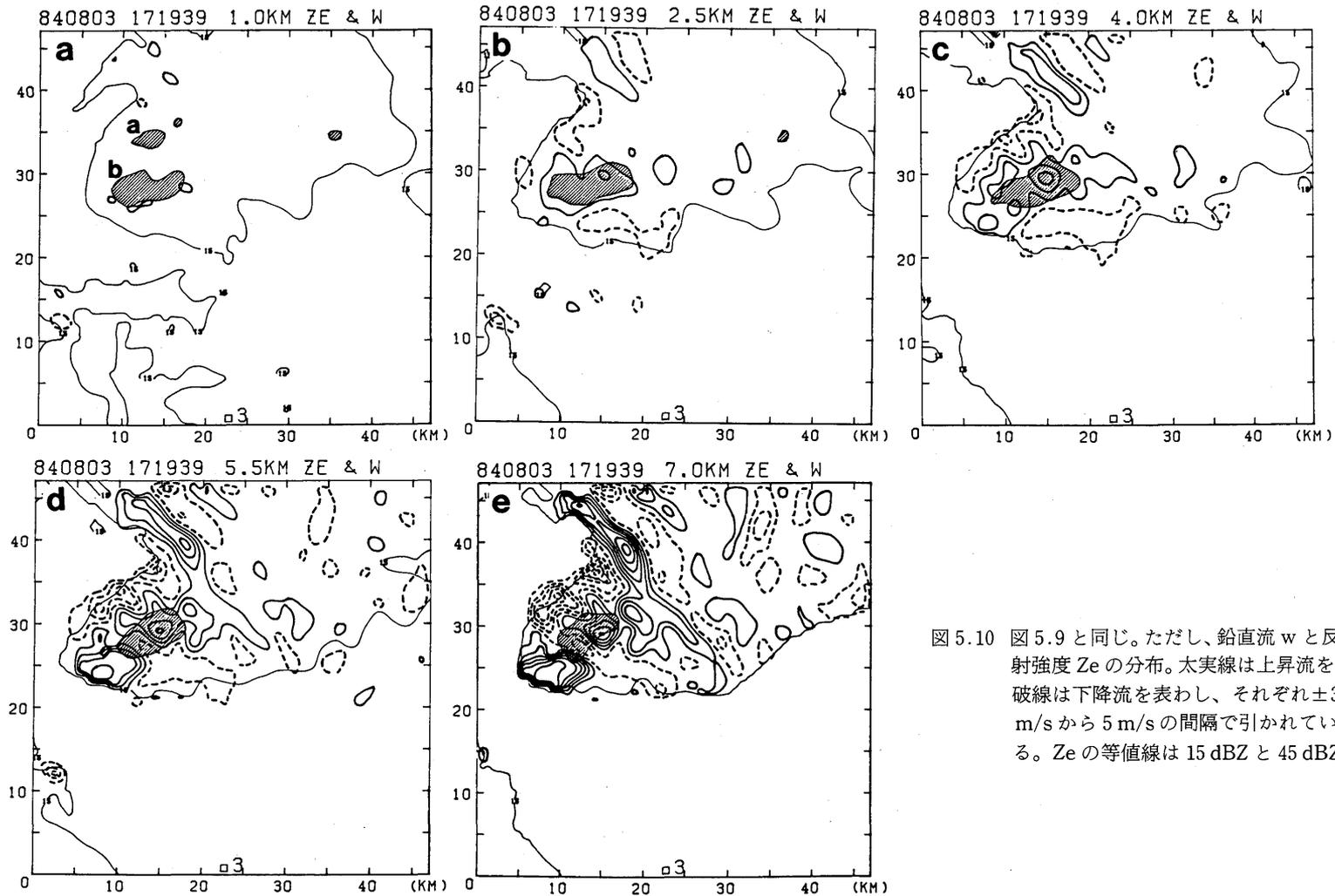


図 5.10 図 5.9 と同じ。ただし、鉛直流 w と反射強度 Z_e の分布。太実線は上昇流を破線は下降流を表わし、それぞれ ± 3 m/s から 5 m/s の間隔で引かれている。 Z_e の等値線は 15 dBZ と 45 dBZ。

のコアが並んでいる。北側の古いコアの下降流が地表付近で作り出す発散流と、一般流である南から北へ向かう流れが収束し、新しいコアが作られる。個々のコアの寿命は10~20分である。新しいコアが古いコアの8~10 km 南西に作られるために、雷雲全体が南西方向に伝播する。

Browning and Ludlam (1960) ,Chisholm and Renick (1972) によれば、多細胞型の雷雲では、雷雲内のコアは中層の平均的な風で移動し、新しいコアが古いコアの進行方向の右側につくられることで、雷雲全体は右に偏倚して伝播する。

今回の場合、中層の風は非常に弱く、コアがこの風で流された形跡はない。コア自身は南西に4m/sの速度で動いた。この動きの原因は不明であるが、この動きのため、地上~高度1 km では相対的にコアの南西側から空気が補給され、収束域と新しいコアが古いコアの南西側につくられる。このため雷雲全体も南西に伝播したと考えられる。しかし、今回のような弱風場の中で作られた多細胞型の観測例は数少なく、伝播の機構についてはより多くの事例の解析が必要である。

コアの中の上昇流は高度2.5 km までは北側へ傾いているが、これより上ではほぼ直立している。したがって、中層で作られた雨滴は再びその上昇流の中を落下するので、定常的な上昇流が作られない。Marwitz (1972 b) によれば、スーパーセル型の雷雲の場合、最下層で10 m/s 以上、中~上層では20~40 m/s の風が観測される。今回の雷雨では、下層での相対風が弱く、雷雲内に流入する空気が不足気味であったと思われる。これらのことから、この雷雲は“弱く”組織化された対流であったと考えられる。

5.3 ま と め

2台のドップラーレーダを用いて、関東地方に発生した2例の多細胞型雷雲を観測し、その構造を解析した。

ひとつは、大規模な線状の雷雲であった。雷雲内には風の鉛直シャーと平行に4~5個のコアが並び、中層ではコアの周辺に「障害物を回り込む流れ」や、正負の渦が見られた。複数組の上昇流と下降流の対が雷雲を横切るように並んでいた。地上付近には発散流が顕著であった。雷雲の南西20 km 付近にあったガストフロントの南西側の高温の空気が、弱い西風によって雷雲内に取り込まれ、中層の強い鉛直シャーによって上昇流、下降流の対が作られたと考えられる。雷雲の南端部では、新しい雷雲が分離独立して形成される過程が観測された。

もうひとつは、比較的小規模な雷雲で、古いコアの作る地上付近の発散流と、一般流との収束によって新しいコアが作られる過程が観測された。風が弱く鉛直シャーが小さかったために、長続きする雷雲にならなかったと考えられる。

2台のドップラーレーダによって、雷雲内の流れの場の3次元的構造が観測された。今後の課題は、より多くの事例解析、境界層や上層の流れの場を知るための観測、複数のゾンデや航空機による熱力学的な場の観測、等を行なうことである。

謝 辞

この研究にあたってご助言をいただいた気象研究所椎野純一氏に感謝します。東京レーダの資料は東京管区気象台より、地上観測資料は、東京、仙台管区気象台管内の各気象官署より提供して頂きました。論文の清書をお願いした宮内由美子さんに感謝します。

参 考 文 献

- 富永重義、1984：降雹を伴った雷雨エコー、東管技術ニュース、No.74、22-26。
- 日本学術振興会、1950：雷の研究、電気書院、p 194。
- 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.,1977：The structure and mechanism of hailstorms.Meteor.Monogr.,16,No.38,1-43.
- Browning, K. A.,and F. H. Ludiam,1960：Radar analysis of hailstorm.Tech.Note 5,Department of Meteorology,Imperial College,London,106 pp.Browning,K.A.,and F.H.Luniam,1962：Airflow in convective storms. Q.J.R.Meteor.Soc.,88,177-135.
- Browning,K.A.,J.C.Fankhauser,J-P.Chalon,P.J.Eccles,R.C.Strauch,F.H.Merrem,D.J.Musil,E.L.May,and W,R.Sand,1976 - 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.,and R.R.Braham,Jr.,1949：The Thunderstorm.U.S.Government Printing Office,Washington, D.C.,287 pp.
- Charba,J.,and Y.Sasaki,1971：Structure and movement of the severe thunderstorms of 3 April 1964 as revealed from radar and surface mesonet network data analysis. J.Meteor.Soc. Japan,49,191-214.
- Chisholm,A.J.,and J.H.Renick.1972：The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms. Alberta Hail Studies,1972,Research Council of Alberta Hail Studies Rep.No.72-2,24-31.
- Fankhauser,J.C.,1971：Thunderstorm-environment interactions determined from aircraft and radar observations. Mon.Wea. Rev.,99,171-192.
- Foote,G.B.,and P.S.duToit,1969：Terminal velocity of raindrops aloft.J.Appl.Meteor.,8,249-253.
- 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.
- Jessup,E.A.,1972：Interactions of chaff trajectories near a severe thunderstorms.Mon.Wea.Rev.,100, 653-661.
- Klemp,J.B.,R.B.Wilhelmson,and P.S.Ray,1981：Observed and numerically simulated structure of a

- mature supercell thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1558-1580.
- Kropfli, R.A., and L.J. Miller, 1976: Kinematic structure and flux quantities in a convective storm from dual-Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 520-529.
- Marwitz, J.D., 1972 a: The structure and motion of severe hailstorms. Part I: supercell storms. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 180-188.
- Marwitz, J.D., 1972 b: The structure and motion of severe hailstorms. Part II: multicell storms. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 1174-1182.
- Newton, C.W., 1967: Severe convective storms. *Adv. Geophys.*, **12**, 257-308.
- Newton, C.W., and J.C. Fankhauser, 1975: Movement and propagation of multicellular convective storms. *Pure Appl. Geophys.*, **113**, 747-764.
- Ray, P.S., K.K. Wagner, K.W. Johnson and J.J. Stephens, W.C. Bumgarner E.A. Mueller 1978: Triple-Doppler observation of a convective storm. *J. Atmos. Sci.*, **17**, 1201-1212.
- Rotunno, R., 1981: On the evolution of thunderstorm rotation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 577-586.

第6章 雪雲の構造の解析

6.1 はじめに*

降雪現象は悪視程、積雪などにより交通障害を起すほか、豪雪地帯では農林業その他にも大きな被害を出すことがある。このため降雪現象の精度良い予測に対する要望が高まっている。この精度よい予測の確立には雪雲の構造をよく知ることが重要である。

太平洋側における雪雲の多くは層状性で低気圧に伴う雲であり、雨をもたらず雲と本質的な差はない。ここで取りあげる雪雲は冬季日本海側における寒気吹き出し時の、対流性の雪雲である。この雪雲の構造については水平分布が現業レーダ、気象衛星から知られるだけでその内部構造はほとんど知られていなかった。ここではドップラーレーダのデータにより対流性雪雲の解析を行った。解析に用いたデータは科学技術振興調整費「局所的短時間降雪予測技術の開発」により1984年1月20日～2月3日、1985年1月19日～1月31日にかけて北陸地方を中心に行った特別観測時のものである。兩年とも3cm波ドップラーレーダは金沢市郊外河北潟干拓地に設置した。観測はレーダより半径64kmの円内で行なわれた。したがって観測・解析領域は北陸地方西部である。中心付近は金沢平野であり、南方には白山がある。観測・解析領域の南東側は山岳地帯である。この付近の降雪は、東西の気圧傾度が強くない時に平野部に多く降る時もあるが、山沿いと山間部に多いのが一般的である。

解析は三つの特徴的な降雪雲について行った。すなわち(1)海上十数キロメートルに海岸線に平行に形成され平野部に雪をもたらず帯状**降雪雲、(2)海上ですでに線状**に組織化されており、内陸に進入し、山間部に大雪をもたらず降雪雲、そして(3)大規模に組織化され、山ぞい・山間部に大雪をもたらず帯状降雪雲である。

6.2 平野部に降雪をもたらしした帯状降雪雲の構造***

6.2.1 天気概要

1984、1985年の豪雪特別観測期間中、レーダサイト付近の平野部に降雪をもたらしした里雪型の場について、降雪雲の構造とその発達過程について述べる。2年間の特別観測期間中、顕著な里雪型の降雪をもたらしした日は、1984年1月23日、27日、2月3日と1985年1月24日～25日、28日～29日、図6.1に各々の日のレーダサイトにおける地上気象要素の時間変化を示した。

* 榊原 均：予報研究部

** ここでは雲の高さHと幅Lを用いて、L～Hの時「線状」、L～10Hの時「帯状」と呼ぶことにする。

*** 柳沢善次・石原正仁：台風研究部、榊原 均：予報研究部

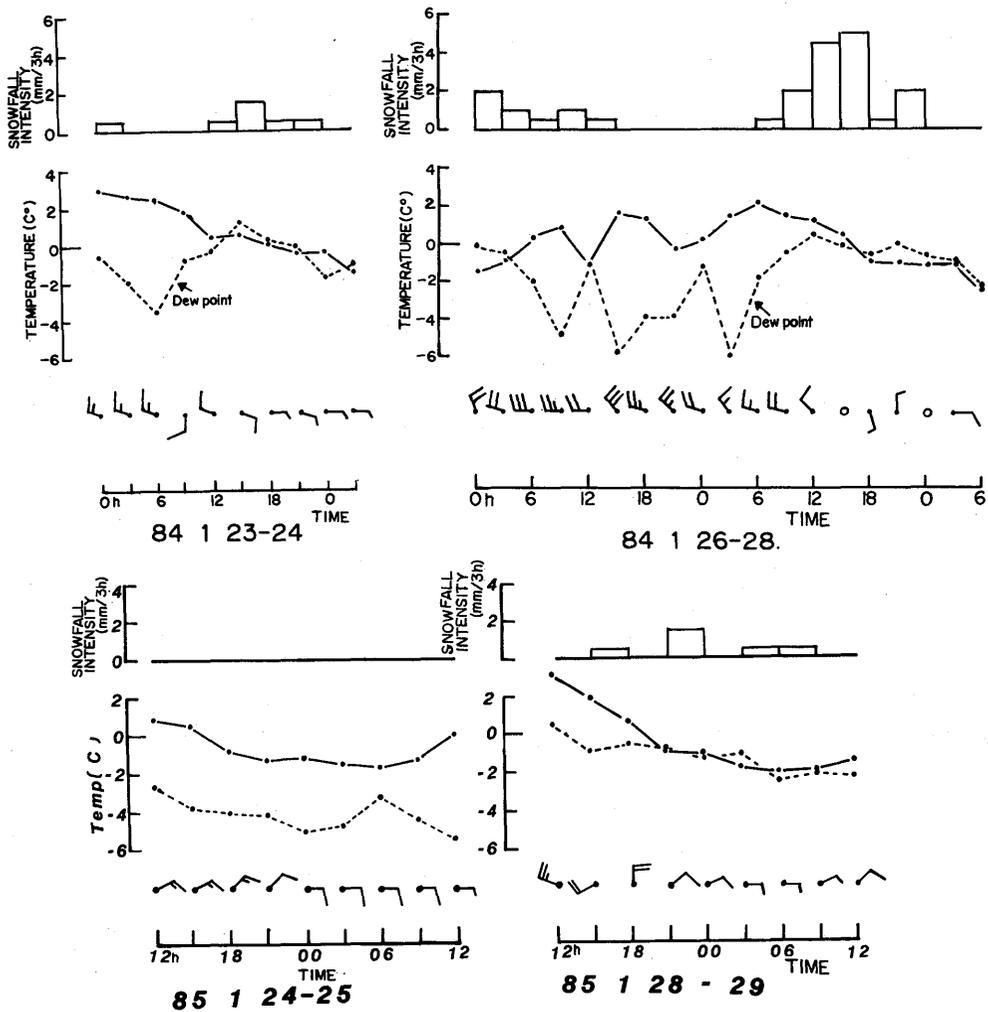


図 6.1 レーダーサイトで観測した地上の降雪量、気温（一点鎖線）、露点温度（破線）、風の時間変化。

里雪型降雪時の地上気象要素変化の特徴として、風向が西寄りに変わり、気温が下降して湿度がほぼ100%に達することがあげられる。これは、気象の日変化として、陸地の放射冷却によって気温が下降するとともに、雪面付近の冷たい空気が暖かい海に向って陸風となって吹き出す現象である。図 6.2 は、アメダスデータから求めたレーダ観測域内の地上風分布の1例で、他の里雪型降雪を観測した日もほぼ同じような分布となっている。能登半島先端の輪島付近は日変化がなく西寄りの風である。

図 6.3 は、レーダサイトにおけるゾンデ観測の結果で、1月27日は今回の特別観測期間中もっともはげしい降雪を観測した日で、15時から18時の間には降雪量が10 cm以上に達した。1月27日09時、15時のゾンデ観測によると、気温逆転面は高度4,000 m以上にあり、レーダ観測によるエ

84 1 23 15h

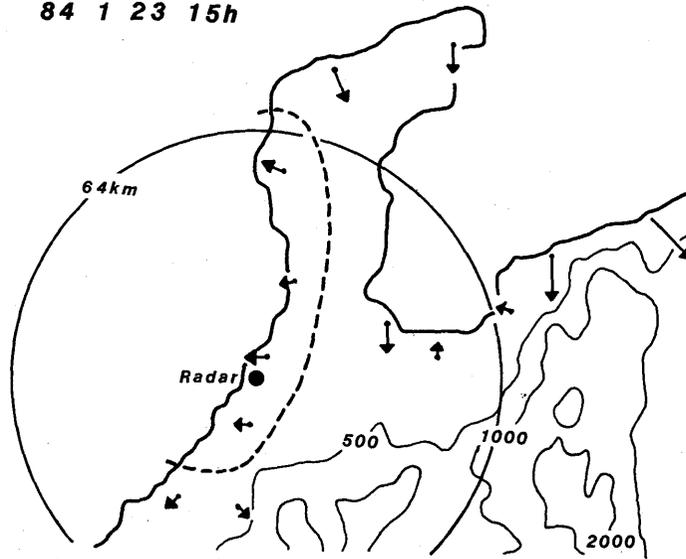


図 6.2 レーダー観測域と里雪型降雪時の地上風分布例。

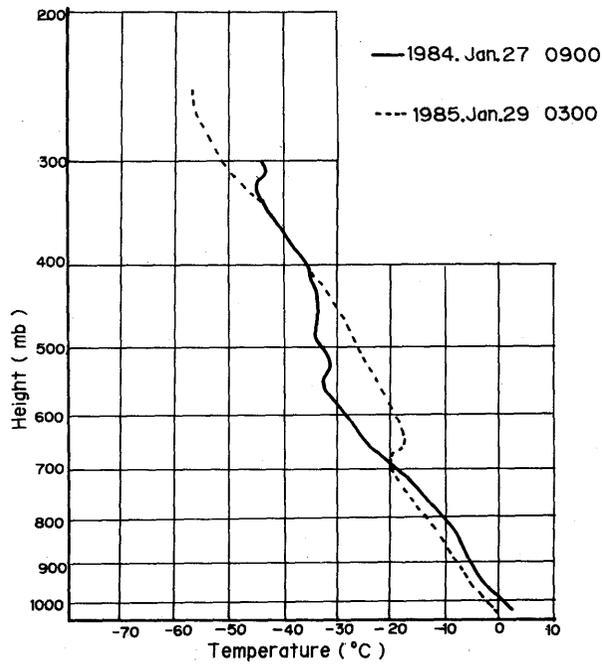


図 6.3 レーダーサイトにおけるゾンデ観測による気温の鉛直分布。

コー頂高度は5,000 mに達していた。他の降雪日のエコー頂高度は平均3,000 m程度なので、エコー頂高度の高いことは降雪量の多い原因と考えられる。気温逆転面高度は28日15時には3,000 m近くまで降下し、降雪も弱まってきた。

図6.4には、1月27日の3時間毎の降雪量分布を示した。レーダの西20 km付近で発達した降雪雲は、東に移動し、その中心部はレーダの北10 km付近で海岸線に到達し、その後は、1,000 m以上の高度で観測された北寄りの風によって特徴的な図のような降雪量分布になったと思われる。

6.2.2 PPI像からみた風の間・エコー強度の特徴

大きな凝集雪片が降って平野部で積雪のはじまる1~2時間前のドップラー速度のPPI像をみると特徴的な分布となることがわかった。口絵写真6.1にはドップラー速度で表示したPPI像の観測例を示した。

ドップラー速度の零線は、これが通る点では、レーダビームに直角な風向の風が吹いている事を

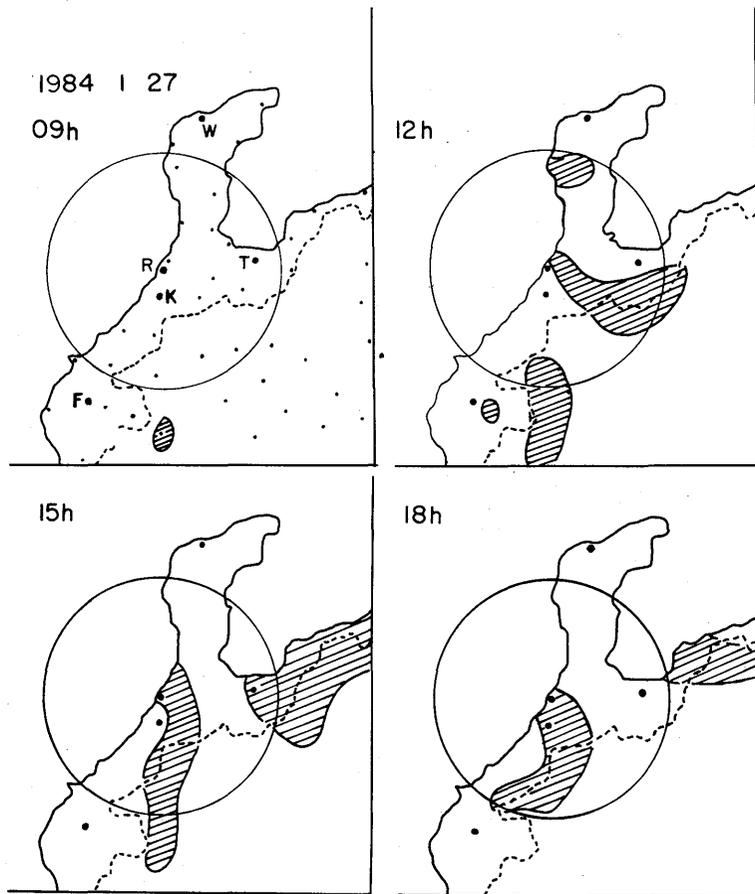


図6.4 3時間毎の降雪量分布図

示す。逆に、ゾンデの観測により風向がわかれば、ドップラー速度の零線に相当する線を求める事が出来る。図6.5に1985年1月25日03時のドップラー速度の零線(破線)とゾンデ観測(輪島・金沢)の結果から求めた零線(実線)の分布を示した。距離マーカーのところに示した括弧内の数字は、距離とレーダ空中線の仰角できまるビーム高度を示している。

図6.5で、レーダ右象限(大部分陸地)では、レーダの零線と、レーダサイト(金沢)のゾンデ観測の風から求めた零線とはほぼ一致し、地表付近では東寄りの風となっている。しかし、左象限では、レーダとゾンデ観測(輪島)の結果は一致せず、輪島では各層とも西寄りの風が卓越していて、レーダサイト近くの風と大きく異なることがわかった。

いま、レーダから32kmの範囲内で様な風が吹いているとすれば、左象限の破線は点線のようになるはずで、レーダサイトで観測した下層風とも多少異なる風が海上で吹いている事を示している。ただし、この図は特定仰角での観測結果なので、高度別の風向の水平分布はわからない。すなわち、地表面近くの東寄りの風が海上に吹き出し遠方の西海上から吹いてくる西寄りの風との間に作る収束場を調べるには、CAPPI観測やREI観測を行う必要がある。

図6.6には、レーダサイトで降雪を観測した他の日のドップラー速度の零線の分布を示した。右象限の零線分布は1月25日の右象限の零線分布とほとんど同じであるため省略した。図6.1に示し

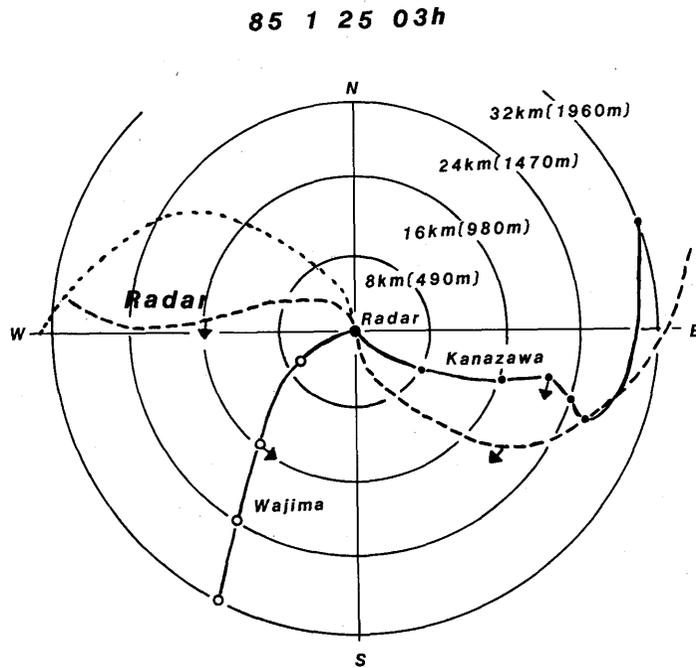


図6.5 レーダのPPI観測とゾンデの風データから得られたドップラー速度の零線分布。括弧内の数値はビーム高度(m)を示す。

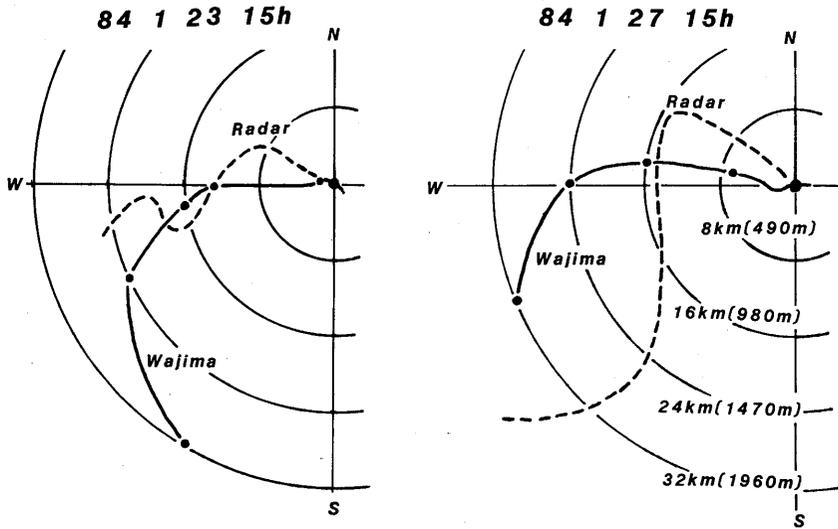


図 6.6 レーダーサイトの西海上におけるドップラー速度の零線分布。括弧内の数値はビーム高度 (m) を示す。

たように、1月23日は降雪量は少なかったが、大きな凝集雪片を地上で観測している。1月27日はもっともはげしい降雪を観測した日で、レーダの観測結果をみても、高度900m付近までは東寄りの風が吹いている事を示している。

図 6.7 には、1月25日03時10分54秒のドップラー速度(左図)とエコー強度(右図)のPPI像を示した。この日は、24日午前から地上風は東寄りの風で、レーダ観測結果でも、高度1,000m以上まで東寄りの風で、図 6.5 と同じような零線分布になったのは25日01時過ぎで、海岸線から西10km付近の海上でエコー強度が強まりはじめたのは02時頃からである。

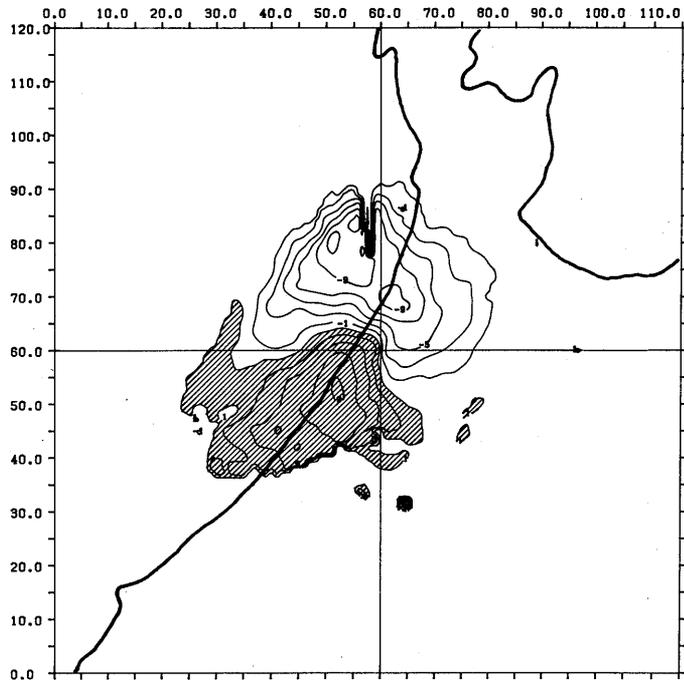
図 6.7 から、03時頃にはレーダの西20kmの海上ではっきりした収束場が形成され、海岸線に平行な発達したバンドが形成されているのがわかる。03時過ぎより時々強い降雪が観測され、03時から06時の間に2cmの降雪を観測した。図 6.8 には、図 6.7 に対応した福井地方気象台(東尋坊)の5cm気象レーダで観測したエコーの時間の変化を示した。

次に1985年1月28日の例を見てみる。図 6.9 に、この日の西海上におけるエコー強度分布の時間変化を示した。28日17時頃までは西寄りの風が強く、孤立した対流性のエコーが観測されていたが、18時過ぎには地上風は東寄りに変わり、19時以降には、海岸線近くの海上で海岸線に平行なバンド状エコーが発達している。凝集雪片は19時45分頃より降りはじめ、18時から21時の降雪は3.5cmに達した。

図 6.10 a、b、c、に、ドップラーレーダで観測したドップラー速度(左図)とエコー強度(右図)の時間変化を示した。

図 6.10 a の17時49分11秒のドップラー速度では、レーダの西南西10km付近に東寄りの風を

850125 31054 EL=4.0 DX=1000 DY=1000
3-CM SINGLE DOPPLER DOPPLER VELOCITY



850125 31054 EL=4.0 DX=1000 DY=1000
3-CM SINGLE DOPPLER REFLECTIVITY (DBZ)

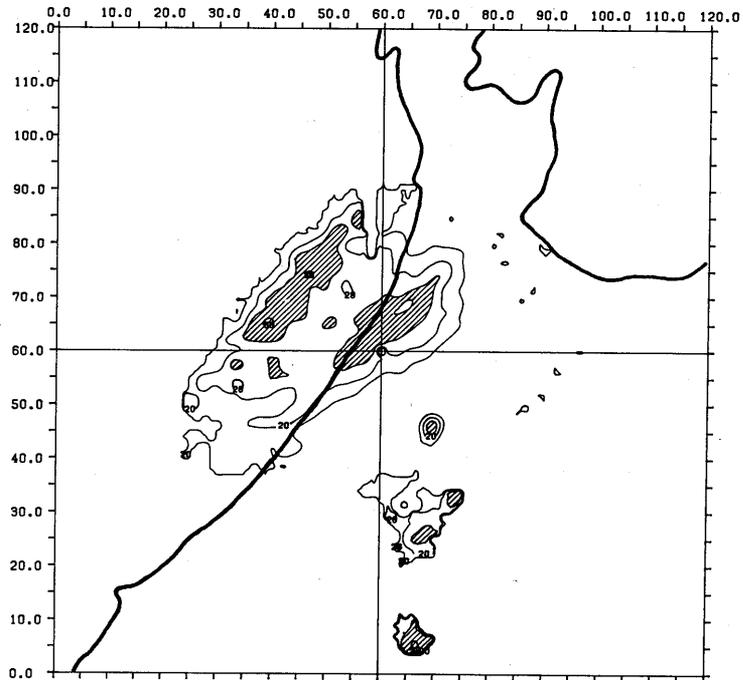


図 6.7 レーダーの PPI 観測から得られたエコー強度 (右、斜線部 30 dBZ 以上) と
ドップラー速度 (左、斜線部プラス域) の分布図。

FUKUI RADAR
00JST 25 Jan.

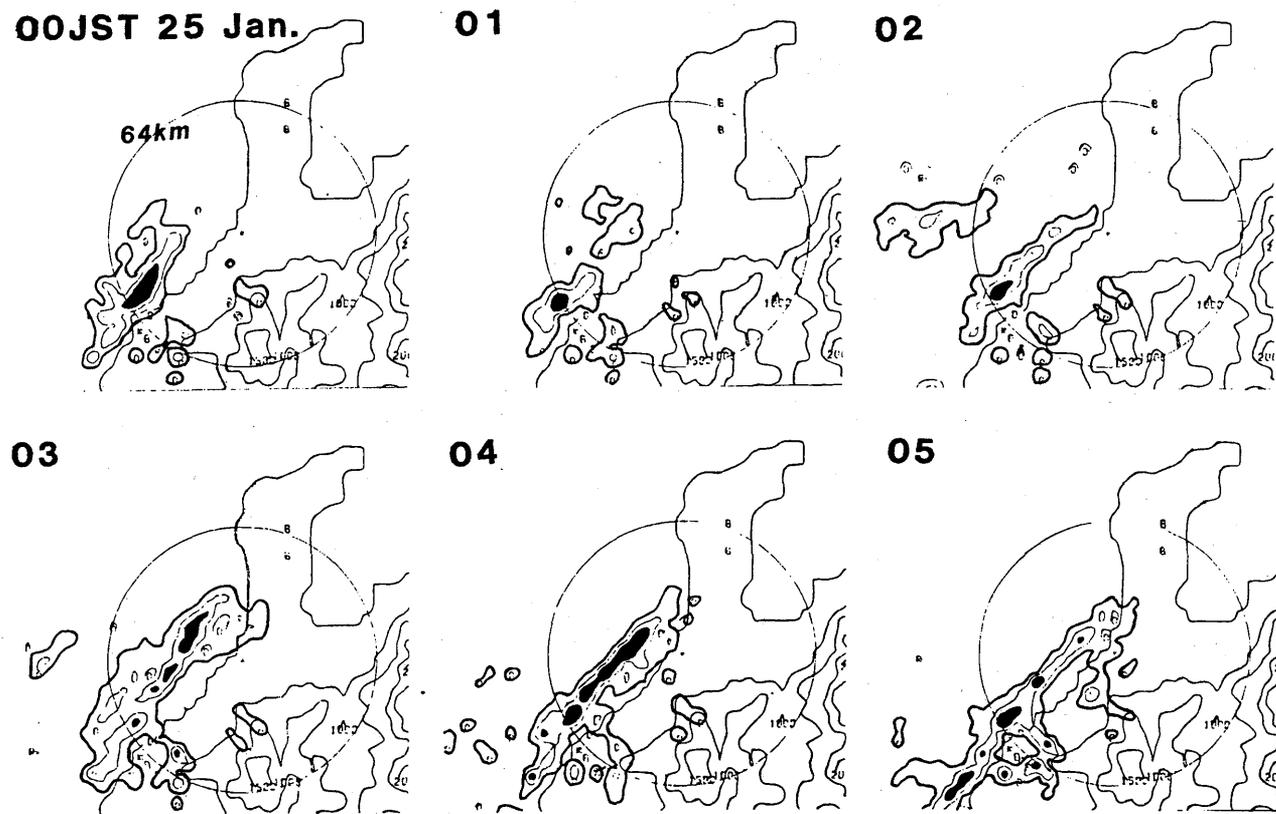
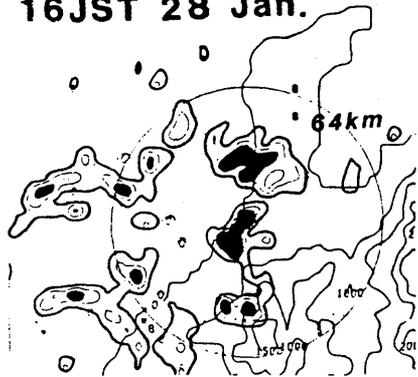


図 6.8 福井地方気象台の気象レーダーで観測した雪エコーの時間変化 (1985年1月25日)

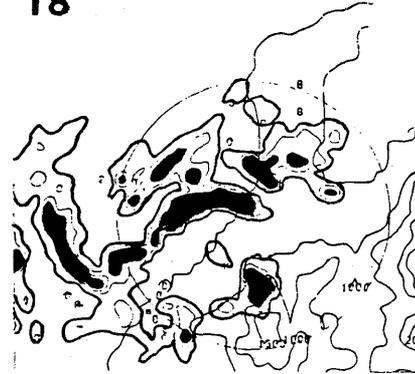
FUKUI RADAR
16JST 28 Jan.



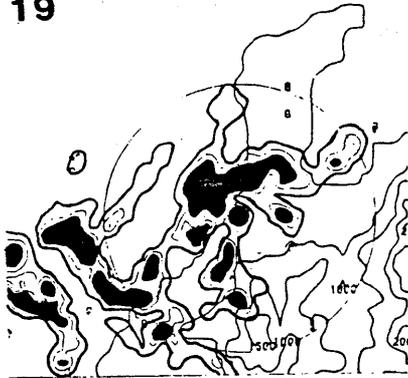
17



18



19



20



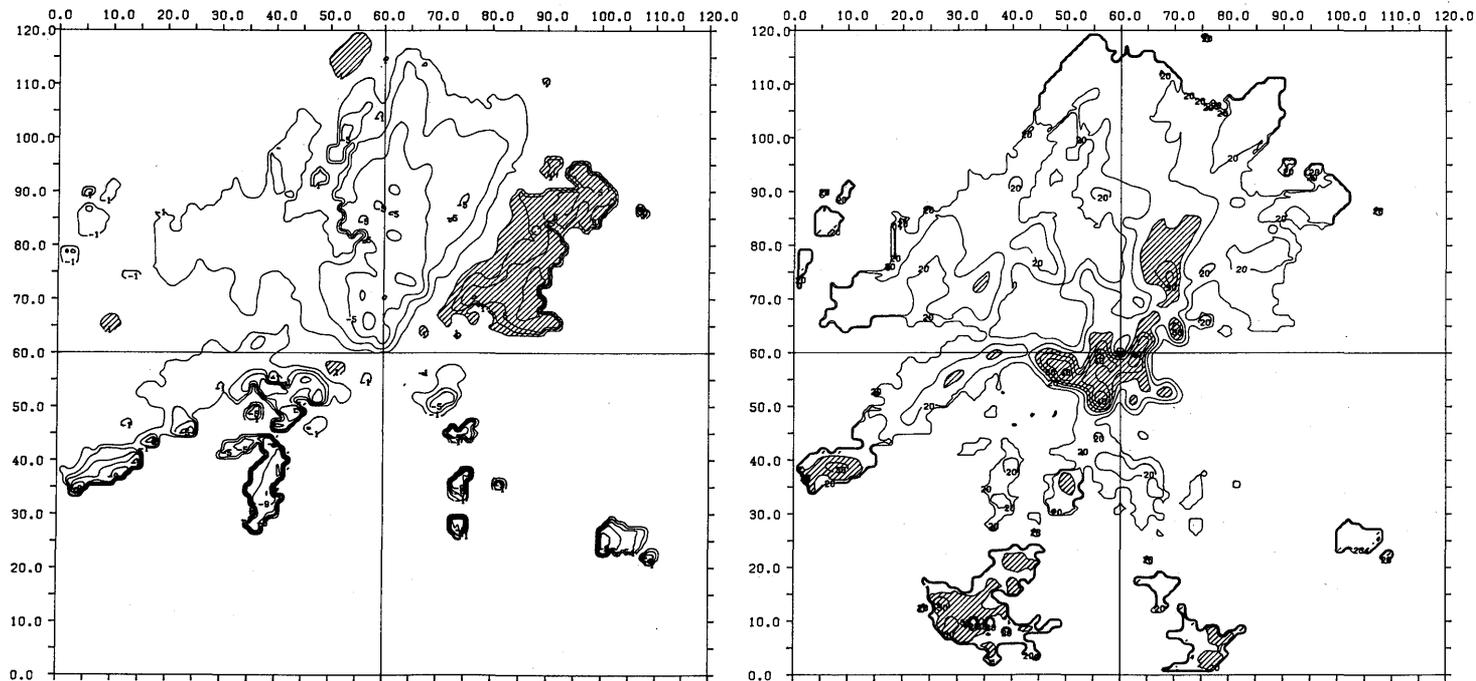
21



図 6.9 図 6.8 と同じ。ただし 1985 年 1 月 28 日

850128 174911 EL=1.0 DX=1000 DY=1000
 3-CM SINGLE DOPPLER DOPPLER VELOCITY

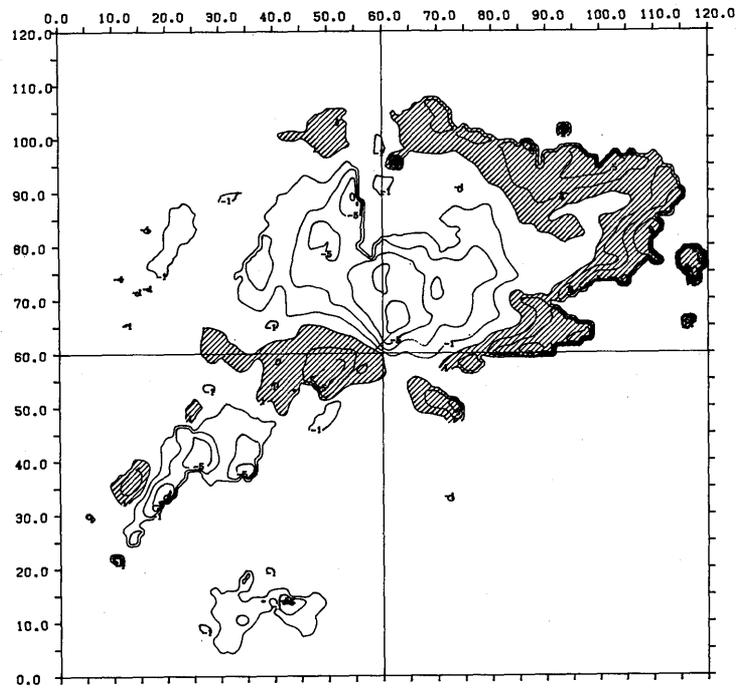
850128 174911 EL=1.0 DX=1000 DY=1000
 3-CM SINGLE DOPPLER REFLECTIVITY (DBZ)



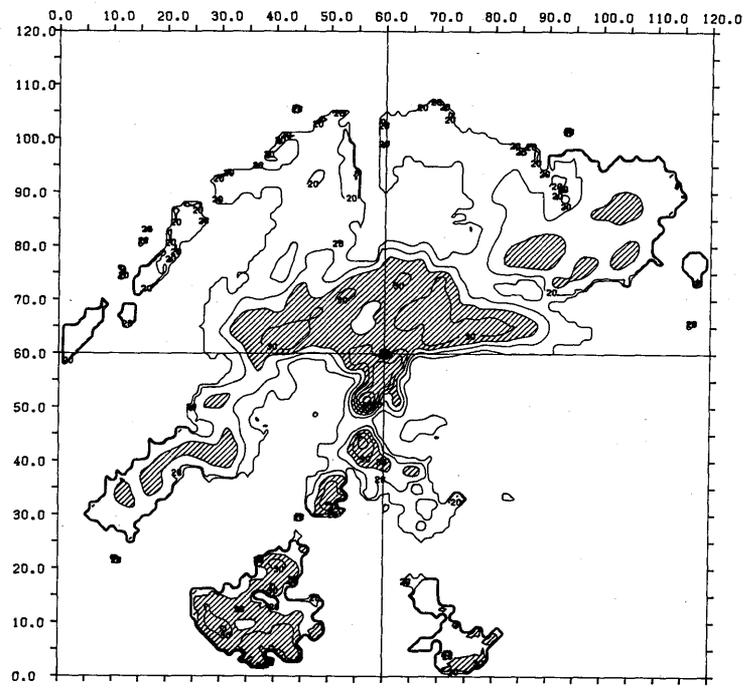
(a)

図 6.10 レーダーの PPI 観測から得られたエコー強度 (右) とドップラー速度 (左) の時間変化 (斜線部は図 6.7 と同じ)

850128 183652 EL=2.0 DX=1000 DY=1000
3-CM SINGLE DOPPLER DOPPLER VELOCITY

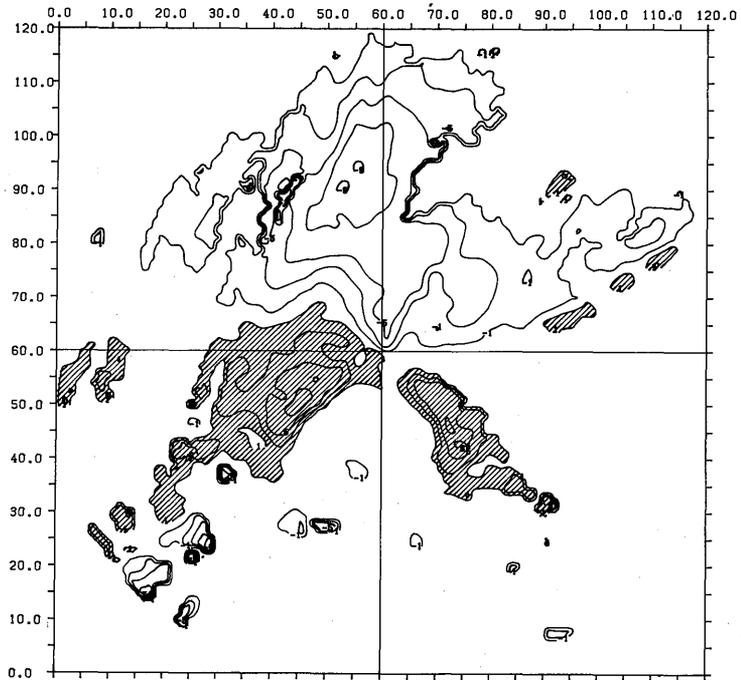


850128 183652 EL=2.0 DX=1000 DY=1000
3-CM SINGLE DOPPLER REFLECTIVITY (DBZ)

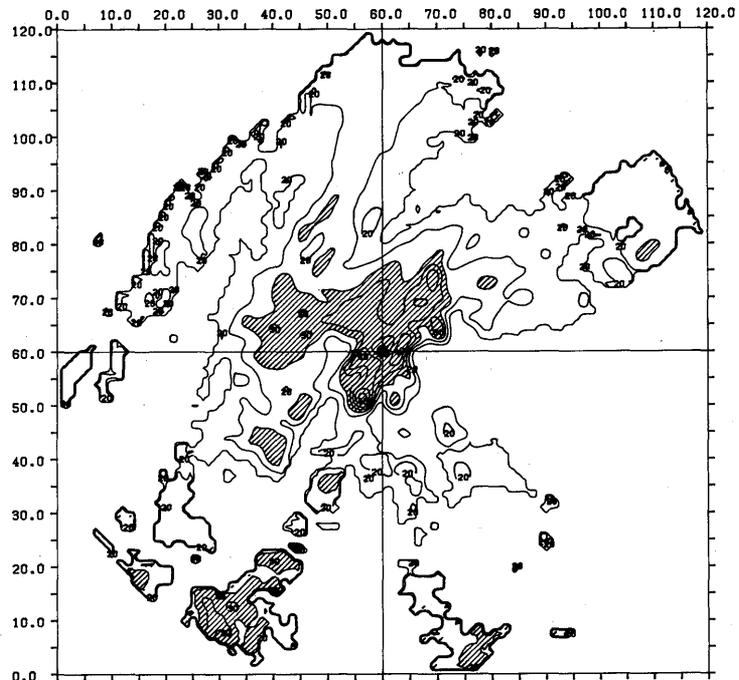


(b)

850128 190031 EL=1.1 DX=1000 DY=1000
3-CM SINGLE DOPPLER DOPPLER VELOCITY



850128 190031 EL=1.1 DX=1000 DY=1000
3-CM SINGLE DOPPLER REFLECTIVITY (DBZ)



(c)

示すプラス域(斜線部分)がまずあらわれ、このプラス域は徐々に海上で増加し、18時36分52秒(図6.10b)には、レーダの西北西20km付近にはっきりした収束場を形成して、この頃より海上のエコー強度も強まってきた。19時00分31秒(図6.10c)には、発達したエコー域がレーダサイト付近に達し、海上の収束場が維持されて、次々とエコーが発達する状態が続いた。

6.2.3 REI像からみた風の場合・エコー強度の特徴

前項で、PPI像からみた風の場合の特徴について解析し、境界層内の陸風が海上にまで吹き出し、レーダの西海上で収束場を形成している事について述べた。このような風の場合の構造については、ドップラー速度の鉛直構造をみる事によって、より詳しく調べる事が出来る。このような鉛直構造は、レーダのREI観測を行う事によって得られる。口絵写真6.2にドップラー速度で表示したREI像の観測例を示した。

図6.11a、bに、1984年1月27日のドップラー速度とエコー強度のREI観測結果を示した。この日、海上では東寄りの風が14時頃より吹きはじめ、図6.11aの14時57分57秒には、地表面から高度700mまでの東寄りの風はレーダの西の海上25kmにまで達し、日本海上からの西風との間に収束場を形成し、この領域でエコーの強度が増加している(斜線部分)。図6.11bの15時22分56秒には、収束場の高度は地表面より1,000m近くの高度にまで達し、エコー強度よりも強まっている。14時57分57秒に、海上25km付近で観測した強いエコー域は約17m/secの速度で東に移動し、15時22分56秒には海岸線付近に達し、レーダサイトでは、15時21分頃より大きい雪片が降り出す。このように、海上20km付近に形成された収束場で、エコーは次々と発達して東に移動し、レーダサイトでは15時~18時の3時間に降水量にして5mmの降雪を観測した。

図6.12には、1985年1月25日03時20分32秒のREI観測による東西方向の断面図を示した。図はエコー強度(Z_e)とドップラー速度(V_r)を示したもので、02時17分には、25km付近でエコーが発達し、03時20分にはエコーの発達域は20km付近となり、 Z_e の値25dBZ以上のエコー域があらわれ、この強いエコー域は東に移動してレーダサイトで降雪をもたらした。 Z_e の鉛直断面をみると、エコー頂高度、エコー強度の強いコア部分とも、レーダサイトに近づくに従って高度は下がってきて、雪片が徐々に下降している事を示している。このエコーの通過後はほとんどエコーの発達は観測されず、降雪量も比較的少ない。

図6.13には、図6.11のようなREI観測結果を用いて、1月27日14時58分から15時23分の25分間、270度(西)方向で行った4回のREI観測の平均値を示した。下図の鉛直流 W の鉛直断面は中図の水平風(U 成分:斜線部分は西向きで正符号)から求めた収束量を用いて得たものである。海上20km~23km付近に1~2m/sの上昇流(斜線部分)があり、これにより降雪雲の中層に25dBZ以上の強いエコー域が形成されている(図6.13上図)。

図6.14は、図6.13と同じような方法で求めた1984年1月23日のREI観測による降雪雲の断面図である。この図は14分間の4回の観測による平均である。エコー強度(Z_e)の分布では~20km

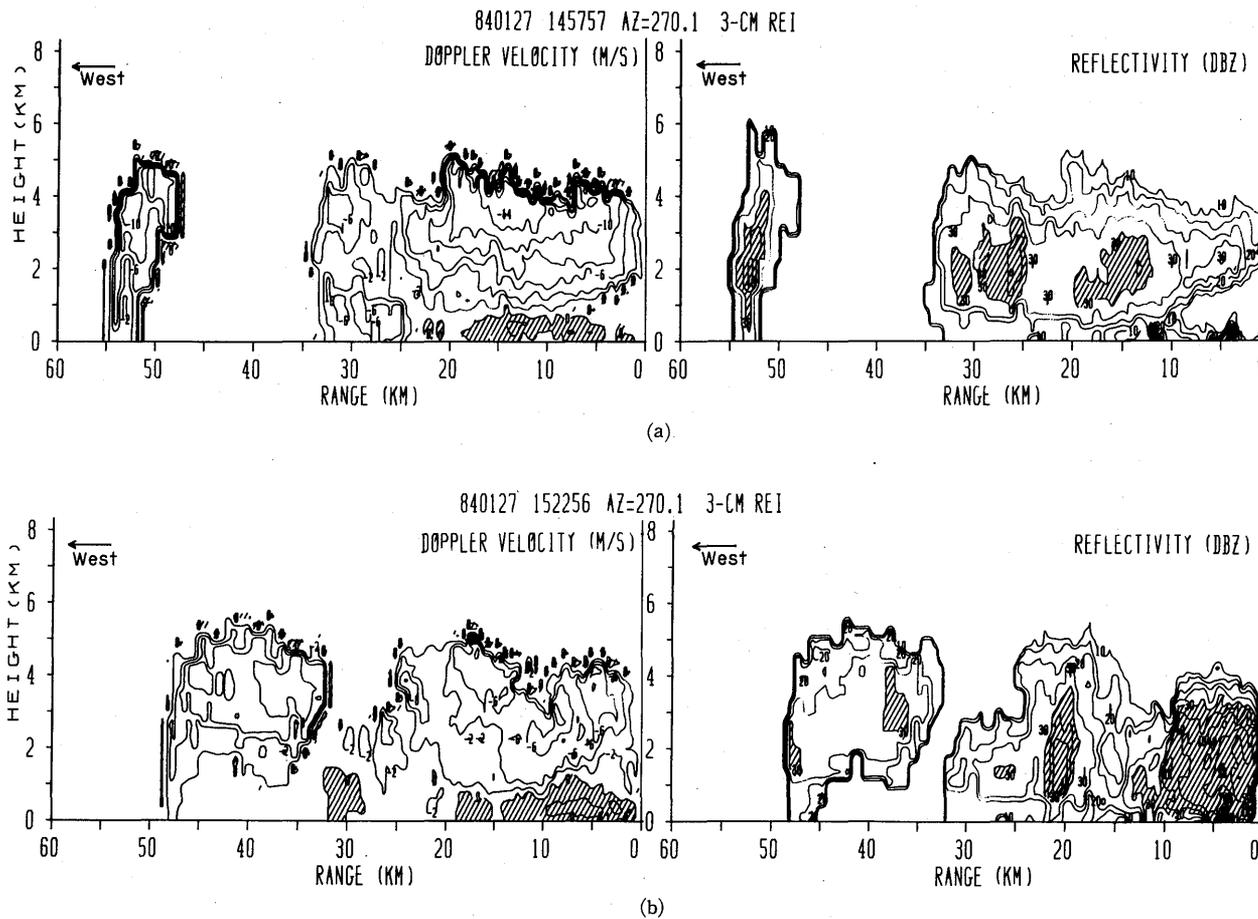


図 6.11 レーダーの REI 観測から得られたエコー強度 (右、斜線部 30 dBZ 以上) とドップラー速度 (左、斜線部プラス域で東風) の東西断面図。

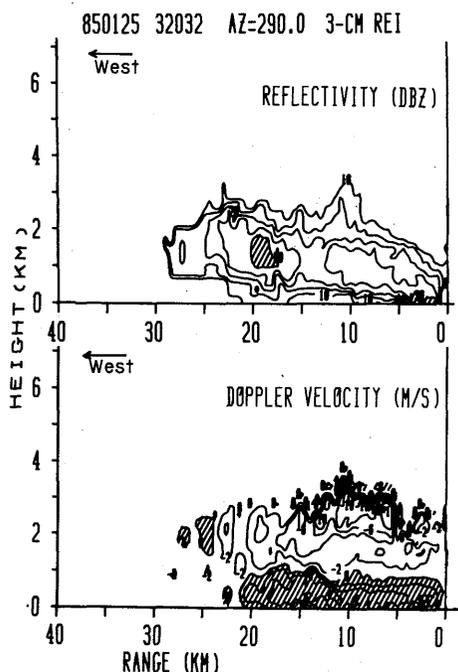


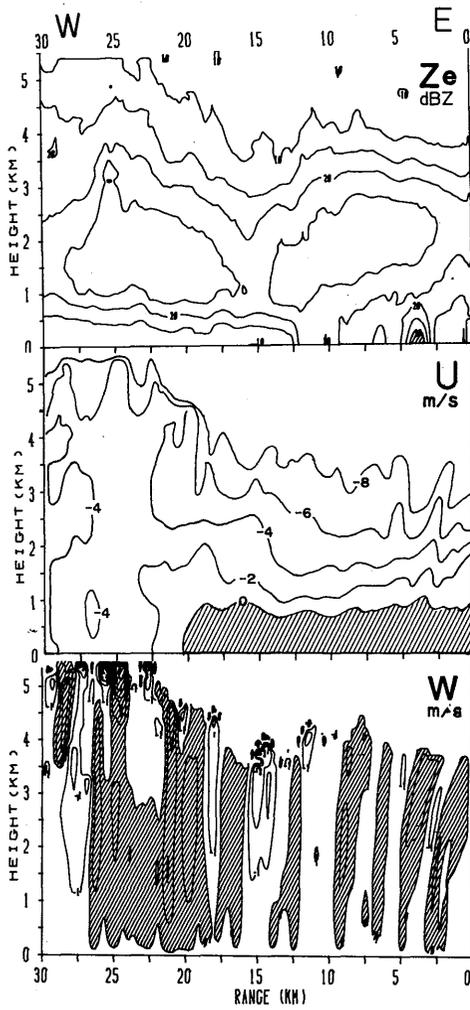
図 6.12 レーダーの REI 観測から得られたエコー強度 (上) とドップラー速度 (下) の鉛直断面図 (斜線部は図 6.11 と同じ)。

西方よりエコーが発生している事がわかる。また 25 dBZ 以上の強いエコーは 15 km 付近では高さ 2 km 付近であるが、10 km 付近では高さ 1 km 付近まで下がっている。次にこの面内の水平風(U、西向に正符号)を見ると下層 700~800 m の層に西向きの風がある。これは陸上で観測された陸風が海上に出たものである。そして 16 km 付近より西側および高度 700~800 m 以上では東向きの風である。風速分布から 10 km 付近より西側では下層に顕著な収束域があり、上層では発散となっている事がわかる。ここでは鉛直流 (W) の図からわかるように 1~2 m/s の上昇流があり、上層に 25 dBZ 以上の強いエコーが形成されている。10 km より東側では下層発散、上昇収束の傾向が認められ、平均するとごく弱い下降流になっていると考えられる。

6.2.4 まとめ

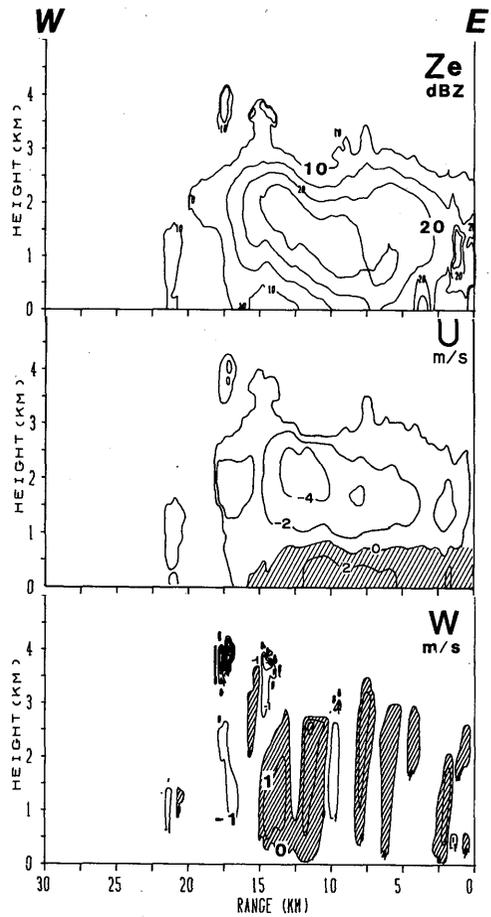
北陸地方の金沢市の海岸線近くにドップラーレーダを設置して、降雪雲の発達、移動、衰弱などの過程について解析を行った。この節では、レーダ近傍の平野部に降雪をもたらすような降雪雲について、とくに、雲内のドップラー速度から求めた風の場の特徴について調べた。

大きな凝集雪片を降らせて平野部に積雪をもたらすような降雪雲は、海岸線の西の海上 20 km 付近で発達することがレーダ観測で明らかになった。このようなエコーの発達は、ドップラー速度から求めた水平風、鉛直流の分布から、①降雪粒子は、海上 20 km 付近に形成された収束域によって



1458-1523 27 JAN.

図 6.13 1984年1月27日14時58分から
15時23分間の合成断面図。
Ze : レーダー反射強度、
U : ドップラー速度(斜線部分プ
ラス域)、
W : 鉛直流(斜線部分上昇流域)。



1504-1518 23 JAN.

図 6.14 図 6.13 と同じ。
ただし、1984年1月23日15時04分から
15時18分間を合成した。

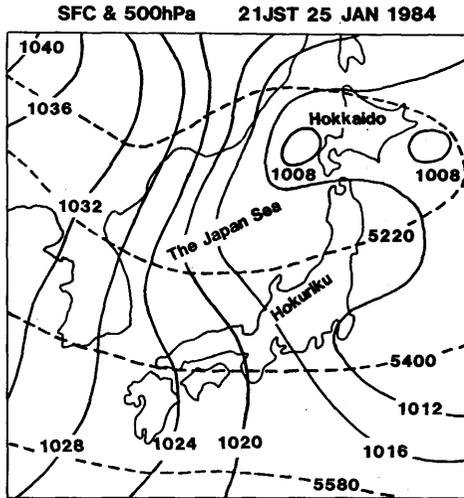


図 6.15 1984年1月25日21時の地上および500 hPaの気圧および高度分布。実線は地上の等圧線で4 hPa 間隔で示してある。破線は500 hPa の等高線で180 m 間隔である。

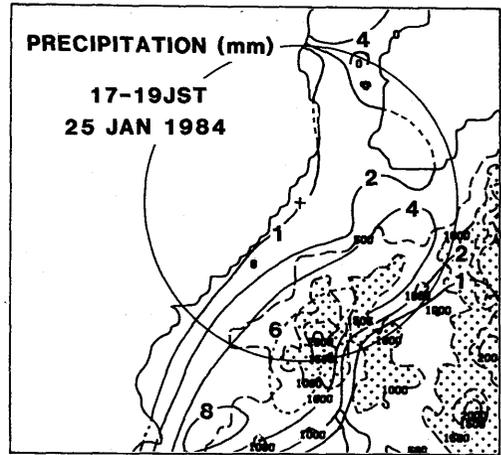


図 6.16 1984年1月25日17時—19時の2時間降水量分布。等降水量線は1、2、4、8 mm で、第2のピークが点線(6 mm)で示してある。破線は500 m 間隔の等高線で1,000 m 以上の領域には点影が施してある。

できる上昇流によって急速に成長する。上昇流は1~2 m/s と降雪粒子の落下速度より大きいので、粒子は上方に運ばれる。②この上昇流域より東側では、鉛直流はごく弱いので降雪粒子はほとんど成長せず、ほぼその終末速度で落下しながら10 m/s 近い下層風によって東に流され、平野部で地上に達することがわかった。

6.3 山間部に大雪をもたらした線状降雪雲の構造*

6.3.1 周囲の状況とレーダエコーの概要

解析した雪雲は1984年1月25日18時前後に観測された。1月25日21時には北陸地方上空では西南西の風が吹き、500 hPa には $\sim -36^{\circ}\text{C}$ の寒気が入り成層状態は非常に不安定となった(図6.15)。新潟県ではこの状況の時にいわゆる「里雪」が降りやすい。しかしながらドップラーレーダ観測を行った北陸地方西部の降雪はこのような状況でも山間部に多いのが普通である。実際、25日17時から19時までの2時間の降水量は図6.16のように山間部で6~8 mm と多く、海岸付近では1 mm 程度である。

次に大気の垂直安定度と風の垂直シヤーについて調べる。これら是对流性降水雲の構造をきめる主要な因子である。冬季節節風時の日本海上の成層状態の特徴は下面から加熱された、よく混合し

* 榑原 均：予報研究部、柳沢善次・石原正仁：台風研究部

た対流層である。1月25日の15時と21時の平均の温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_{e^*} の垂直分布を図6.17に示す。相当温位の分布は1,000~600 hPaの層がよく混合していることを示している。海面気圧1,020 hPa、気温4.0°Cそれに露点温度1.0°Cを暖かい海面(~10°C)上で仮定すると、1,000hPa高度以下の最下層は超断熱となる。この時の海面上の θ_e は~286Kとなる。このような高い相当温位は上昇流*中でよく観測された。最下層の高い θ_e の空気がうすめられずに上昇すれば、600 hPa以上にある安定層に貫入することが期待できる。

冬期日本海側における寒気吹き出し時には、対流性の雪雲が密に存在し、大気の運動は非常に乱れている。レーウィンゾンデの経路上の風により一般風を代表させることはできない。ここでは一定高度円周上のドップラー速度によりVAD方式により求めた平均風**の垂直分布を用いる。

図6.18は上記の方法で求めた今対象としている雪雲の到来前17時05分と通過の最終段階18時37分の風の hodograph である。対象としている雪雲の到来前でもすでに別の雪雲がレーダ付近に存在し、風の場合はかなり乱れていることに留意する必要がある。これら二つの hodograph は一般場が対流層下部で北西風、上部で西風であることを示している。また、17時05分はかなり強い南西から北東への直線状シアーが見られるのに対し、18時37分にはシアーは強くない(シアーの方向はほぼ南→北である)。平均の風速は12~13 ms⁻¹である。

雪雲の分布を図6.19に示す。図6.19はGMSの赤外画像である。この図は北陸西部の雪雲が主として中規模細胞状対流(オープンセル型)に組織化されていることを示している。能登半島から西に連なる高い雲は日本海中部によく現れる帯状雲である。図6.20は福井レーダで観測された雪エ

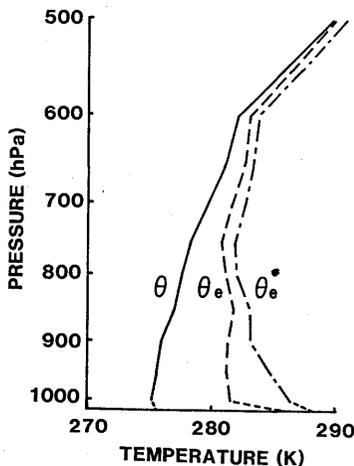


図6.17 1984年1月25日15時と21時の金沢における高層観測データから得られた温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_{e^*} の平均垂直分布。

* レーウィンゾンデの上昇率が大きいことにより上昇流の存在を推定する。
 ** 平均風の場合でも平均する面積によりかなりの変化が出る。ここでは半径20 kmの円周上の平均風を用いている。

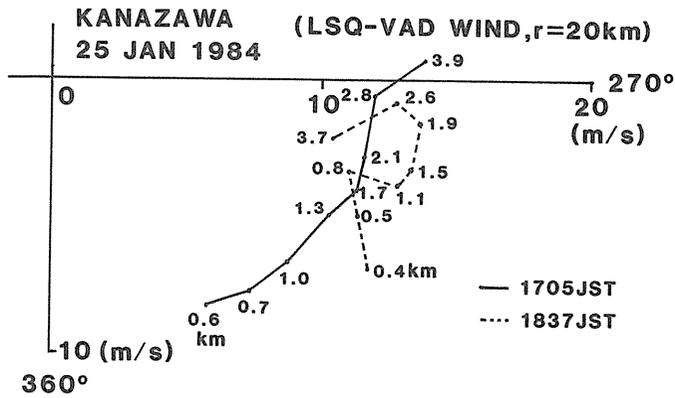


図 6.18 最小二乗法を用いて VAD 方式により求めた 1984 年 1 月 25 日 17 時 05 分と 18 時 37 分の金沢付近の平均風の hodograph。平均は半径 20 km の円周上で行った。

GMS (IR)

1800JST 25 JAN 1984

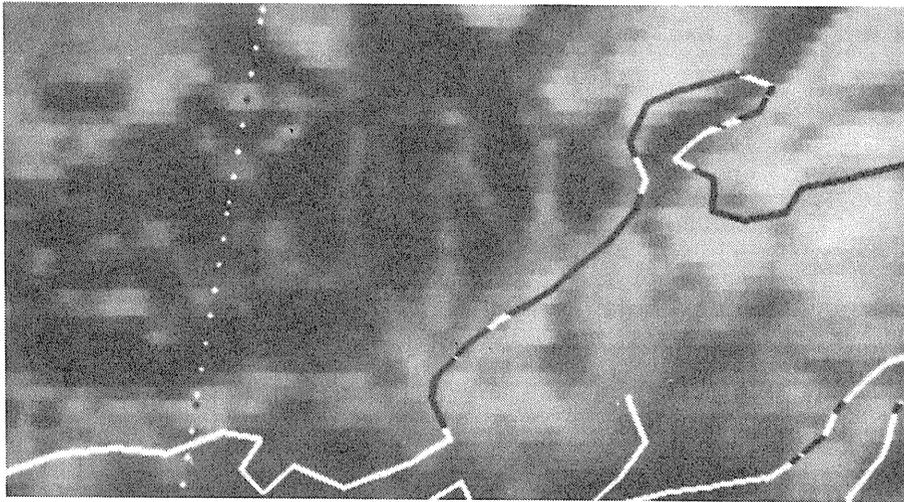


図 6.19 1984 年 1 月 25 日 18 時の北陸西部周辺の GMS による赤外雲画像。

コーである。図 6.19 と比較すると、オープンセルは必ずしも対流性雪エコーで囲まれていないことがわかる。金沢付近にはほぼ南北に伸びた 2 本の線状降雪雲 A、B がある。これらの線状降雪雲は 600hPa にある安定層以下の対流層平均速度と方向はやや異なるがほぼ同じ速さ ($\sim 13\text{ms}^{-1}$ 、ENE) で移動した。線状降雪雲の走向は対流層の平均風向にほぼ直交していた。この走向に直交する面内のレーダ反射強度をドップラーレーダにより観測した。この線状降雪雲には反射強度のコアが含まれているが、ここでは二次元的なエコーとして解析する。

FUKUI RADAR 1752JST 25 JAN 1984

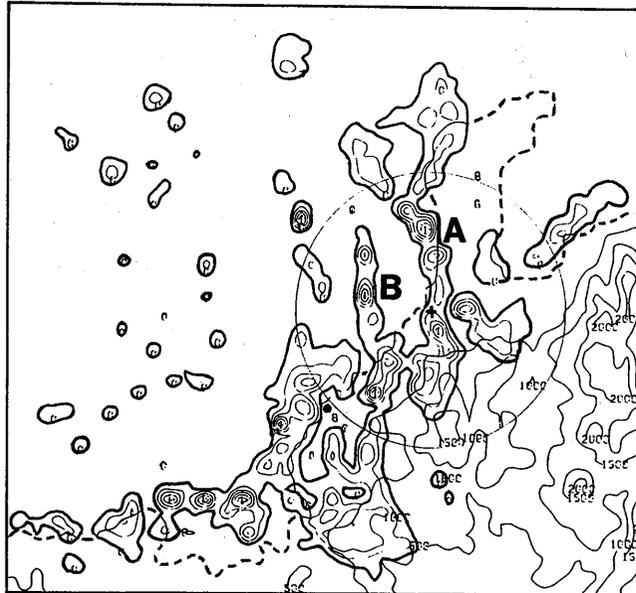


図 6.20 1984 年 1 月 25 日 17 時 52 分の福井レーダによるエコー分布。仰角は 1° である。解析対象の線状降雪雲に A、B と名付ける。

6.3.2 線状降雪雲内の反射強度とドップラー速度分布

図 6.21 に方位 260° に沿う垂直断面内の反射強度とドップラー速度の時間変化を示す。この断面は線状降雪雲 A、B にほぼ直交していた。観測は 17 時 40 分より 18 時 25 分まで行った。以下では風下側 (80° 方向) を「前方」、風上側 (260° 方向) を「後方」と呼ぶことにする。図 6.21 a は反射強度の時間変化である。降雪雲 A、B とも最大反射強度はふつう 25 dBZe 以上で、時には 35 dBZe をこえた。反射強度分布の特徴の一つは薄い小さな (厚さ $\sim 2 \text{ km}$ 、長さ $\sim 10 \text{ km}$) 後方に伸びるカナトコ雲である。カナトコ雲の反射強度は $\sim 20 \text{ dBZe}$ なので、カナトコ雲はあられではなく、雪粒子から成っていると思われる。もう一つの特徴は反射強度の upshear tilt である。すなわち、この断面内では風速は高さとともに増す一方、強いエコーの軸は風上側に傾く。これは線状降雪系の上昇流が upshear に傾いていることを示唆している。これらの特徴をドップラー速度により吟味する。

図 6.21 b は反射強度と同じ垂直断面内の水平速度* である。17 時 40 分の線状降雪系 A には後方中層から前方地表に達する強風軸がある。17 時 40 分から 17 時 59 分の線状降雪系 B ではドップラー速度場から下層収束と上層発散、したがって上昇流が示唆される。17 時 59 分には最下層で発散が示唆される。これは地表付近の下降流の開始を示唆する。18 時 05 分以降、線状降雪系 B は非常

* 垂直速度 = 0、降雪粒子の落下速度 $= -1 \text{ ms}^{-1}$ を仮定してドップラー速度より求めた。系の平均移動速度 13 ms^{-1} を差し引いてある。

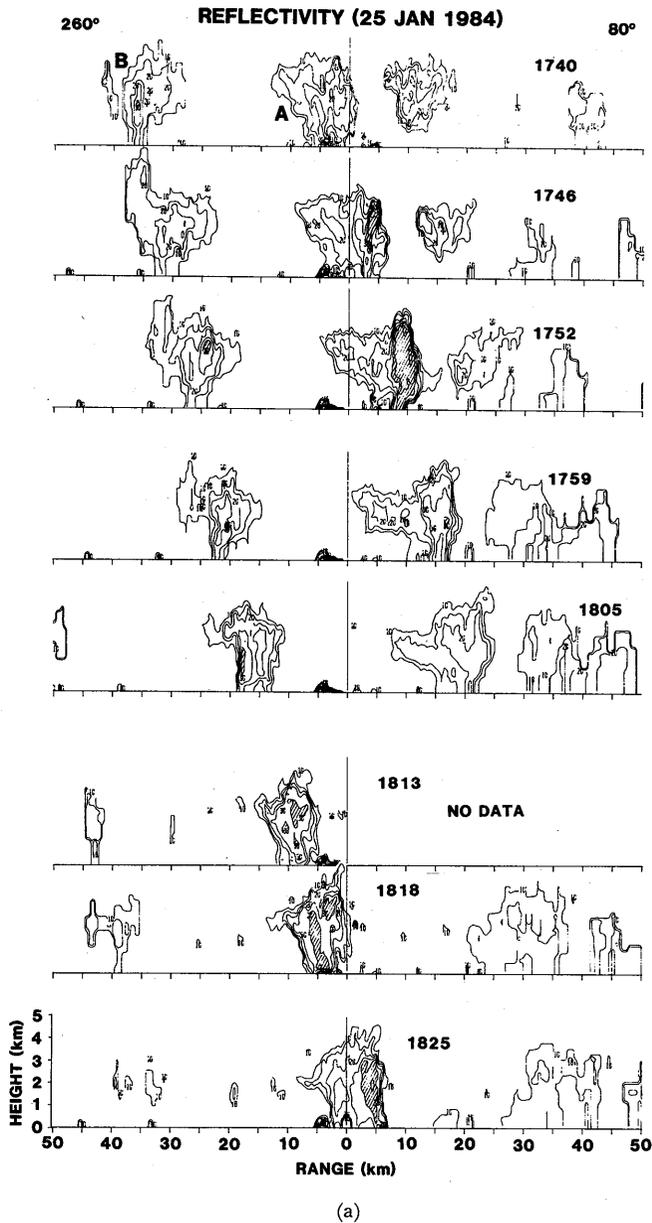
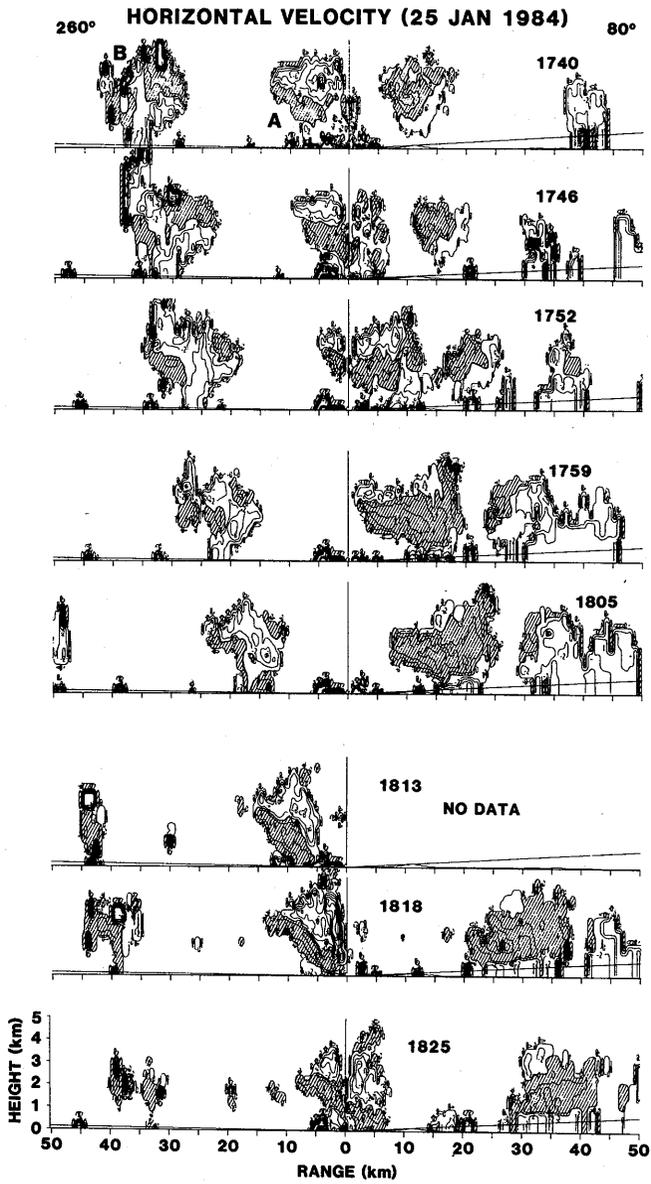


図 6.21 ドップラーレーダによる線状降雪雲 A、B の断面観測 (方位 260—80°、25 日 17 時 40 分—18 時 25 分)。(a) 反射強度 (dBZe)。30 dBZe 以上の領域に斜線がつけてある。(b) 系に相対的な水平速度 (ms^{-1})。80° の方向に向う場合を正とする。正符号の領域に斜影がつけてある。



(b)

に特徴的な水平速度場を示す。すなわち後方中層から前方地表にかけての強風軸と前方地表から後方上層にかけての弱風域である。これらはそれぞれ中層（～2 km）から始まる中規模下降流と最下層（<1 km）から始まる中規模上昇流を示唆する。この強風軸は強エコー域（>25 dBZe）を横切っている。強エコー域の傾きは下層の強風と上層の弱風に起因している。

6.3.3 線状降雪雲内の垂直速度分布

垂直速度場は線状降雪雲内の循環モデルを考える上で重要であろう。ここではドップラーレーダ上空通過時の系の定常性を仮定して一連の垂直方向のデータから垂直速度場を推定する。線状降雪雲 B の後方の垂直速度場は観測されていない。しかしこの後部の構造は線状降雪雲 A の後部に似ている。またレーダ上空通過中の構造の変化は小さかった。そこで17時47分から18時08分までと18時11分から18時26分までのデータを用いて垂直速度場の合成図を作成した。REI 観測は1分間隔で行ったので、ドップラー速度と反射強度の垂直ビームデータも1分間隔で得られている。空気の垂直速度（ W ）はドップラー速度（ V_r ）と、反射強度から推定する空気に相対的な降雪粒子の平均落下速度（ V_T ）* から $W = V_r - V_T$ により推定される。

図 6.22 は中層からの強風軸が地表に達している線状降雪雲内の反射強度および空気の垂直速度の合成図である。反射強度の合成図パターン（図 6.22 a）は17時46分の降雪雲 A のパターンおよび18時25分の降雪雲 B のパターンとよく一致する。最大反射強度（～30 dBZe）は中層で見られ、地表に向かって反射強度が減少していることがわかる。もう一つの反射強度の極大（～20 dBZe）はカナトコ雲で見られる。非常に弱いエコー（0～10 dBZe）が線状降雪雲 A と B の間をうめている。また先端部の対流性エコーは安定層（4～4.5 km 以上）へ貫入している。これらの特徴は後に垂直速度の特徴との比較により調べられる。

垂直速度の合成パターンを図 6.22 b に示す。上昇流は強エコー域（>25 dBZe）内およびその上部で観測される。最大の上昇流は 4 ms^{-1} に達する。もしあられが存在したと仮定されると、空気に相対的な落下速度はより大きくなるので、上昇流の速度もより大きくなる。上昇流の幅は 2.3 km である。上昇流は周囲の流れの垂直シャーに抗して風上側に傾いている。上昇流は高度2km以上では垂直から～50°傾いている。2 km 以下では上昇流は強くない。上昇流は高度～4.75 km にまで達しており、安定層の中へ貫入していることを示している。主上昇流および他のより小さな規模の上昇流に隣接して補償下降流が存在している。

垂直速度の他の主な特徴はカナトコ雲の下層部と強エコー域の下における中規模の下降流である。カナトコ雲の下半分ではこの下降流が卓越しており、より小さな規模の上昇流はなかった。中規模下降流の強さは～-1 m/s である。この下降流の先端で、最大下降流～-3.9 m/s が観測された。一般に下降流中では気温は上昇し、湿度は低下する。したがって、このケースではカナトコ雲

* $V_T = -0.817 \times Z^{0.063} \times \left(\frac{\rho}{\rho_0}\right)^{0.4}$ (Atlas et al., 1973)

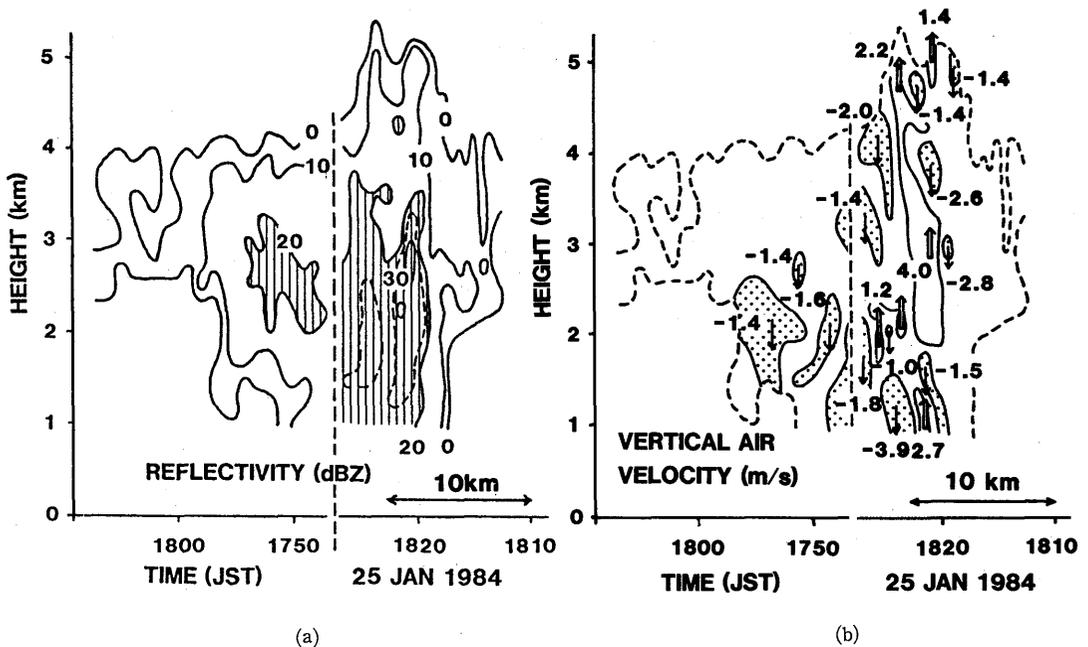


図 6.22 ドップラーレーダ直上通過時の線状降雪雲の合成反射強度分布 (dBZe) (a) と合成垂直速度分布 (ms^{-1}) (b)。 (a)の反射強度が 20 dBZe 以上のところには影がつけてある。 (b)の実線は +1 と -1ms^{-1} の等値線である。 $W < -1 \text{ms}^{-1}$ の下降域には点影がつけてある。

から落下してくる降雪粒子は乾燥した空気中で蒸発する。下方への反射強度の減少 ($\sim 13 \text{dBZe/km}$) は下降流中の降雪粒子の蒸発で説明できる。反対にこの降雪粒子の蒸発は空気を冷却し、下降流を強化する。図 6.21 b の水平速度分布を考慮すると、以下のように結論していいだろう。すなわち、(1)弱い水平風の軸は upshear に傾いた上昇流である、(2)強い水平風の軸は蒸発冷却により強化された中規模下降流である。

カナトコ雲の上部における垂直速度は小さい。この事は、このカナトコ雲には熱帯スコールラインのカナトコ雲中で見られるような上昇流を含んでいなかった、ことを示している。線状降雪雲 A のカナトコ雲の変化を観察するとこのカナトコ雲は線状降雪雲の前方部で発達した古い対流セルの残りと考えられる (図 6.21 a 参照)。

6.3.4 考 察

(1) 線状降雪雲の通過時における地上気象要素の変化

線状降雪雲 A、B の通過時に、レーダサイトでは風、気温、露点温度がかなり変化した (図 6.23)。線状降雪雲 A は 17 時 40 分にレーダサイトに達した。この時ガストと風向の逆転が観測された。気温は $\sim 0.4^\circ\text{C}$ と低下した。露点温度はほとんど変化していない。線状降雪雲 B が 18 時 18 分にレーダサイトに達した時、地上気象要素はより激しい変化を示した。激しいガスト (最大風速は 19.2m/s)

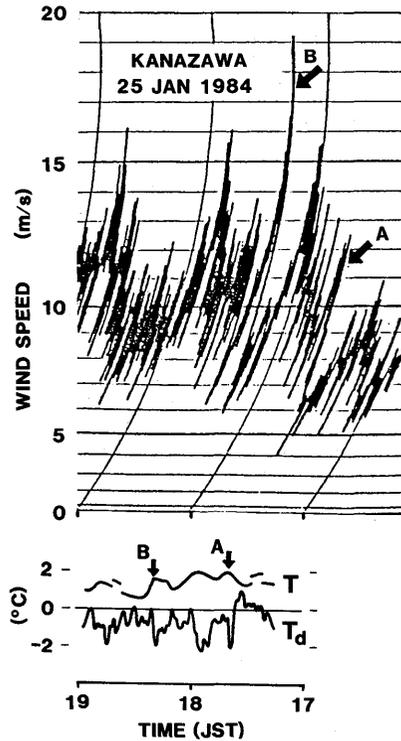


図 6.23 1984 年 1 月 25 日 17～19 時のレーダサイトにおける風速、気温、露点温度の時間変化。線状降雪雲 A、B の到来時刻も表示してある。

と風向の逆転が観測された。また、気温の低下($\sim 1.0^{\circ}\text{C}$)と露点温度の上昇($\sim 0.5^{\circ}\text{C}$)が観測された。この激しいガストは 18 時 18 分の地表付近の水平速度の極大 (図 6.21 b 参照) とよく一致する。

6.3.2 および 6.3.3 で明らかになったように線状降雪雲の後方からの強風軸は中規模下降流である。したがって激しいガストはこの中規模下降流の先端である。図 6.21 と図 6.22 は降雪粒子が中規模下降流内で蒸発し、下降流の空気は冷されるとともに水分の供給をうけることを示している。もしその空気の相当温位が十分低く、蒸発冷却が十分速ければ、下降流の空気は地表に達するまで周囲の空気より冷たい。降水粒子の蒸発速度は空気中と降水粒子表面の水蒸気密度の差に比例する。したがってこの下降流の温度領域 ($-15\sim -5^{\circ}\text{C}$) では蒸発はそれほど速くないと考えられる。それにもかかわらず地表でわずかではあるが気温の低下と露点温度の上昇を観測したことは、これくらい下降速度であれば降雪粒子の蒸発速度でも十分であることを示している。

しかし線状降雪雲の中規模下降流中の蒸発冷却はそれほど速くないので、中規模下降流は時には地上にまで達しないことがある。たとえ地表にまで達したとしても、下降流中の気温減率は乾燥断熱減率に近くなる。このため下降流の空気は周囲の地表の気温より高くなるか、あるいは低くてもその差は小さくなる。線状降雪雲 A ではドップラー速度分布から考えられるよりも地表のガストは弱く、気温低下も少なかった。これは蒸発冷却が十分には速くなかった例と考えられる。

(2) 線状降雪雲と他のスコールラインの比較

Zipser (1977) と Houze (1977) はある種の熱帯スコールラインには対流規模と中規模の下降流があることを示した。対流規模の下降流はスコールフロントのすぐ後方にあり、冷たく、ほぼ飽和している。地表近くに冷たく、ほぼ飽和した空気の薄い層があるが、これはこの下降流により生じる。中規模下降流はスコールフロントの後方に生じ、飽和していない。この下降流は湿球温位が地表の湿球温位よりはるかに低い中層から始っている。地表付近の冷気層の上には暖かく、飽和していない空気の厚い層がある。6.3.3で考察した垂直速度の分布は Zipser や Houze の模式図のそれと非常によく似ていた。すなわち、線状降雪雲先端の対流規模の上昇、後方の中規模下降流である。そして中規模下降流を維持する機構としては双方とも降水粒子の蒸発を考えている。

しかしながら、2つの点でこれらには差がある。線状降雪雲の場合には対流規模の冷たい下降流の存在がはっきりしないことである。地表付近の冷たい空気は後方からの中規模下降流によってもたらされていると考えられる。第2には系の大きさは熱帯スコールラインよりはるかに小さい。典型的な大きさは前者では長さ ~ 15 km、高さ ~ 5 km であり、一方後者ではそれぞれ ~ 150 km、 ~ 15 km である。線状降雪雲のカナトコ雲の厚さと広がりには特に小さい。これは雲底の温度が低いため*、前方部の活発な対流からの凝結した水の流出が少なくなることによると思われる。なお、線状降雪雲においても対流層全層で前面からの流入があるかどうかは前述のように一般風の定義が困難なためはっきりしない。

熱帯スコールラインでは冷たい下降流が最下層を完全に安定化し、不安定成層に戻るまで新しい対流セルの発生を数時間にわたって妨げる。一方、線状降雪雲の場合一旦冷たい下降流により地表に形成された寒気層も地表が温かい海面 ($T_{海} - T_{気} \sim 8^{\circ}\text{C}$) 上では下から暖められ、成層は容易に不安定化する。こうして直前に降雪雲が通過したところでさえ、間もなく新しい対流セルが発生する。降雪雲の間隔は一般に ~ 30 km 程度である。このように相対的に暖かい海の上の降雪雲は成層を部分的に安定化するだけである。

6.3.5 まとめ

山間部に大雪をもたらした線状降雪雲の垂直構造を調べたが、その結果を模式図に表わすと図 6.24 のようになる。地表の気象要素の変化は陸上で観測されたものであったが、海岸からの距離が ~ 4 km と小さいので、ここでは海上での測定値とみなして海上での模式図を作成した。大気は海面から 1,000 hPa までは超断熱層、その上には ~ 585 hPa まで θ_e 一定の対流層があり、 ~ 585 hPa 以上は安定層となっている。ここに発生した線状降雪雲では暖かい海面付近の空気がガストフロント前面で上昇し、風の垂直シャーと反対向きの上昇流は安定層に入り込んでいる。しかし後方に伸びるカナトコ雲の雲頂高度は安定層下面以下である。反対に中層からの空気が降雪粒子の蒸発冷却により下降流となり地上に達してガストフロントを作る。地表の気温低下は $\sim 1^{\circ}\text{C}$ で、後方に 20 km

* 雲底の気温は凝結の量をきめる決定的な因子である。

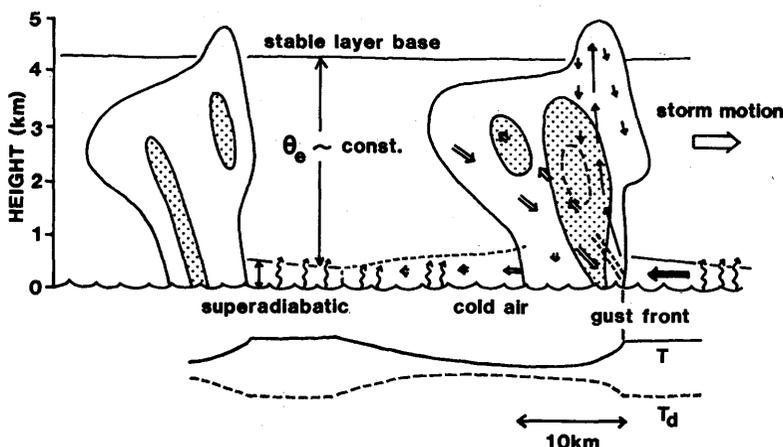


図 6.24 内陸部に大雪をもたらした線状降雪雲の垂直構造の模式図。流れは雲に相対的に表示してある。

以上流れて海面付近の成層を安定化する。しかし、海面からの熱補給により再び最下層には超断熱層があらわれ、その後方には次の線状降雪雲が存在している。二つの線状降雪系の間隔は～30 km である。

6.4 山ぞい・山間部に大雪をもたらした帯状降雪雲の構造*

6.4.1 周囲の状況

この帯状降雪雲は 1985 年 1 月 29 日から 30 日にかけて観測された。29 日 21 時の 500 hPa 天気図 (図 6.25) によると日本海北部に低気圧があり、気圧の谷が南西にのびている。地上天気図では北海道東方に主な低気圧があり、北海道のすぐ西と山陰沖に小さな低気圧がある。

対馬付近から東北東進してきた山陰沖の低気圧は前方に高い雲のかたまりを伴っている。(図 6.26)。朝鮮半島の東方沖を南東に伸びる帯状の雲は地上の低気圧付近で東西の走向に変わっている。

この低気圧は 30 日 0 時すぎに北陸西部を通過したと考えられるが、このころはレーウィン観測のデータがない。そこでドップラー速度の VAD 表示により対流層内の風の時間変化を求めた (図 6.27)。これによると 30 日 0 時 40 分ごろ風が急に西風から北風に変っていることがわかる。これは地表付近の強い正うず度の集中帯の通過を示唆する。地上気圧の最低もこのころ観測されている。また地上気温は 30 分間に～2.5°C 下がっている。

成層状態はレーダサイトにおける 29 日 20 時 30 分、および 30 日 3 時 23 分のレーウィンゾンデにより調べる。図 6.28 は温位 θ 、相当温位 θ_e 、飽和相当温位 θ_e^* の垂直分布である。500 hPa 付近に安定層の下面がある (3 時 23 分には 460 hPa 付近まで上っている) 500 hPa には -43°C 以下の寒気

* 楠原 均：予報研究部、柳沢善次・石原正仁：台風研究部

SFC & 500hPa 21JST 29 JAN 1985

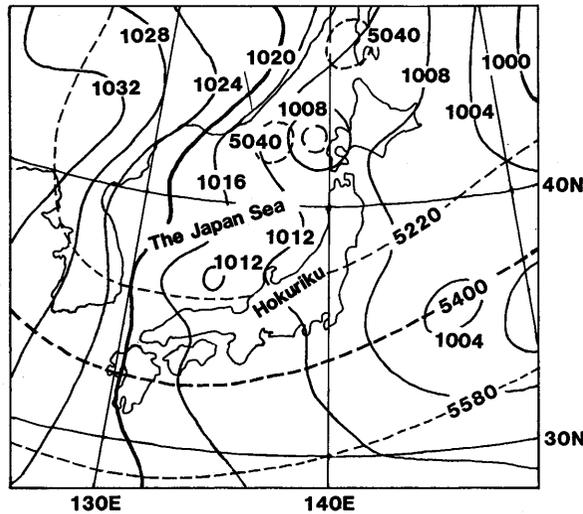


図 6.25 1985 年 1 月 29 日 21 時の地上および 500 hPa の気圧および高度分布。実線は地上の等圧線で 4 hPa 間隔で示してある。破線は 500 hPa の等高線で 180 m 間隔である。

が流入している。以下の対流層は 20 時 30 分の方が θ_e が高く全層一様で対流の活発なことを示している。3 時 23 分には θ_e の一様な層は 700 hPa 付近までで、それ以上はやや安定となっている。

次に福井レーダと松江レーダの合成エコー図(図 6.29)により広域のエコーの様子を見る。朝鮮半島方面から伸びてくる帯状の雲にとまなうエコーと山陰から福井県にかけて伸びる帯状のエコーが顕著である。金沢の西方海上は両者の間になり、中規模細胞状対流(オープンセル型)によるエコーが観測されている。北側の帯状エコーAは西の方で南下し、南側の帯状エコーBは東側で北上しつつある。このため北陸西部では両者の間隔が次第に狭くなり、この後走向は東—西から北東—南西にかわる。

福井レーダにより金沢周辺のエコーの状況を調べる(図 6.30)。29 日 23 時 30 分から 30 日 2 時 30 分までのものである。23 時 30 分にはすでに二つの帯状エコーA、Bは走向は北東—南西になっておりかなり接近している。その後前方のエコーは内陸に進んで消滅していく一方で後方(西北西)から近づいてきたエコーが合流する。このようにして全体は一つの帯状のエコーとして長続きしたことがわかる。

この帯状降雪雲による降雪分布をアメダスの毎時降水量分布によって調べる(図 6.31)。降水量は海岸線に平行に分布し、山沿いで 5—6 mm と多くなっている。特に白山山系の北西斜面と富山平野東部で多い。また降水量分布には定常性が見られる。以下のドップラーレーダ資料の解析は、この降雪域にほぼ直交する 310° — 130° の断面について行う。

GMS-III IR

21JST 29 JAN 1985

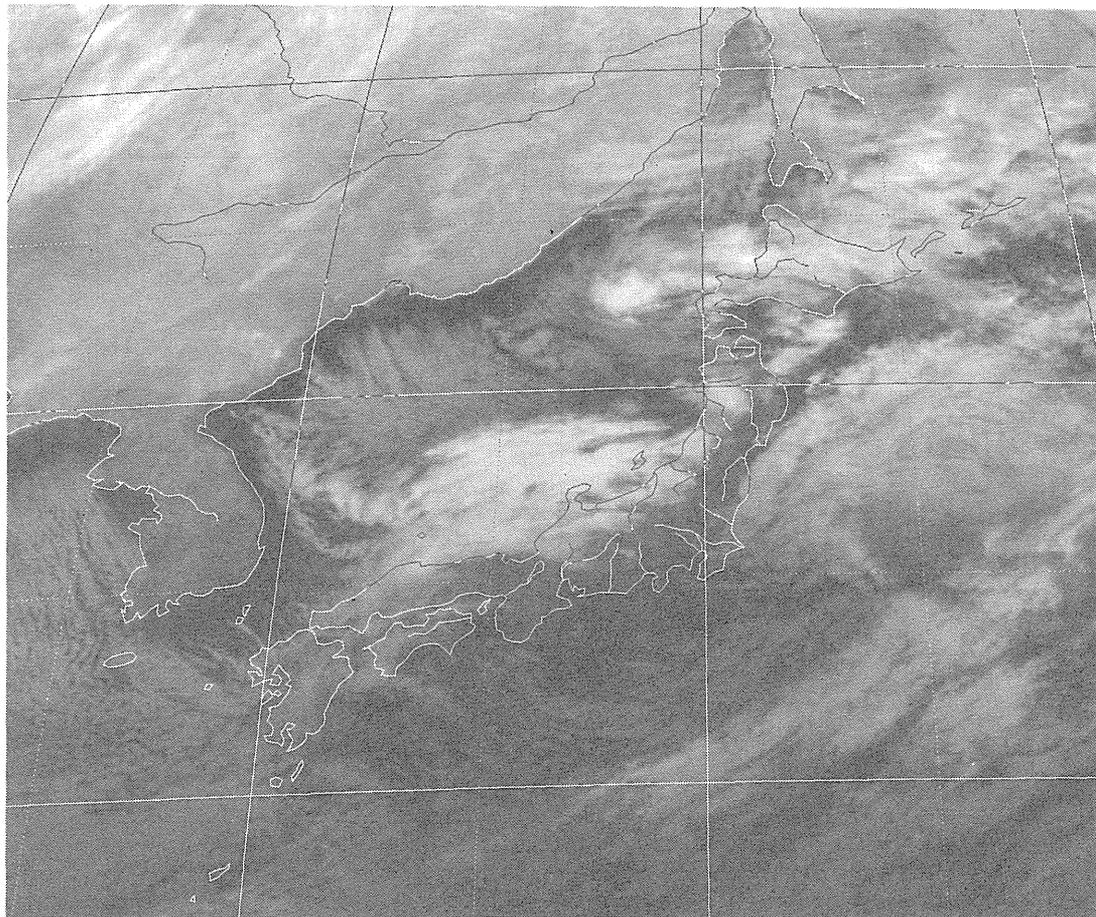


図 6.26 1985 年 1 月 29 日 21 時の北陸西部周辺の GMS-III による赤外雲画像。

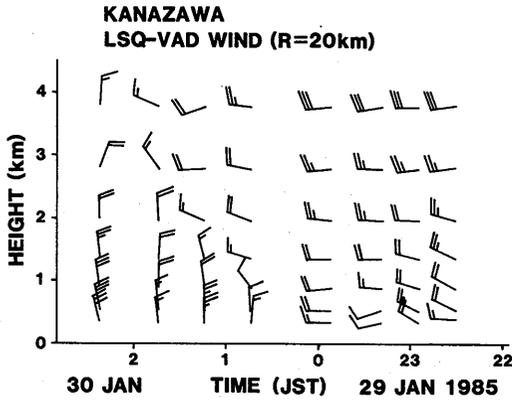


図 6.27 最小二乗法を用いて VAD 方式により求めた金沢付近の平均風の 1985 年 1 月 29 日 22 時より 30 日 3 時までの時間高度断面図。平均は半径 20 km の円周上で行った。

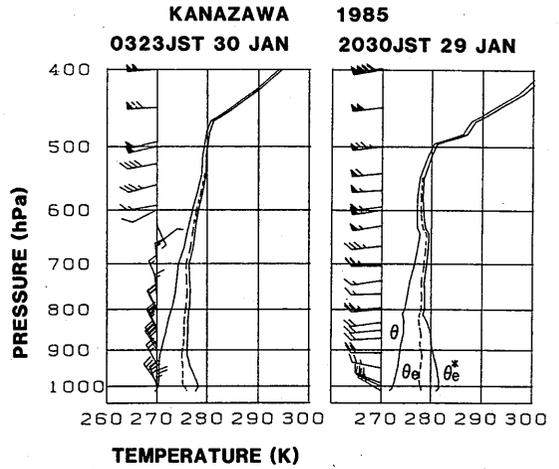


図 6.28 1985 年 1 月 29 日 20 時 30 分と 30 日 3 時 23 分の金沢における温位 θ 、相当温位 θ_e 飽和相当温位 θ_{e^*} の垂直分布。風の垂直分布も示す。

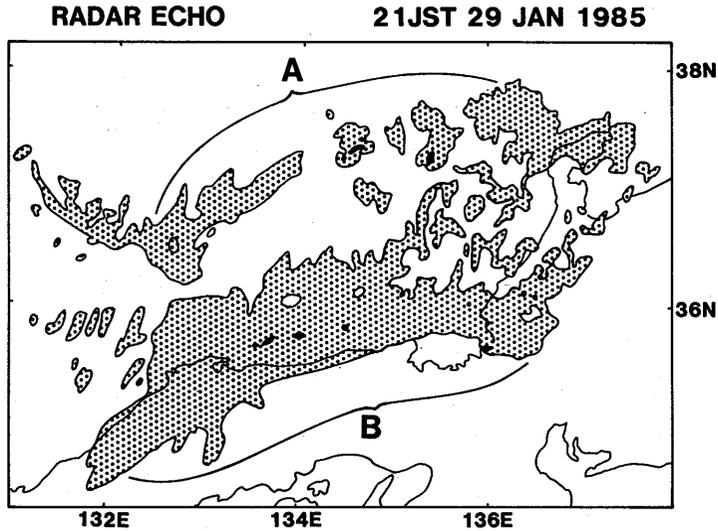


図 6.29 1985 年 1 月 29 日 21 時の松江レーダと福井レーダの合成エコー図。黒く塗りつぶした領域は降水強度 4 mmhr^{-1} 以上に相当するエコー域である。

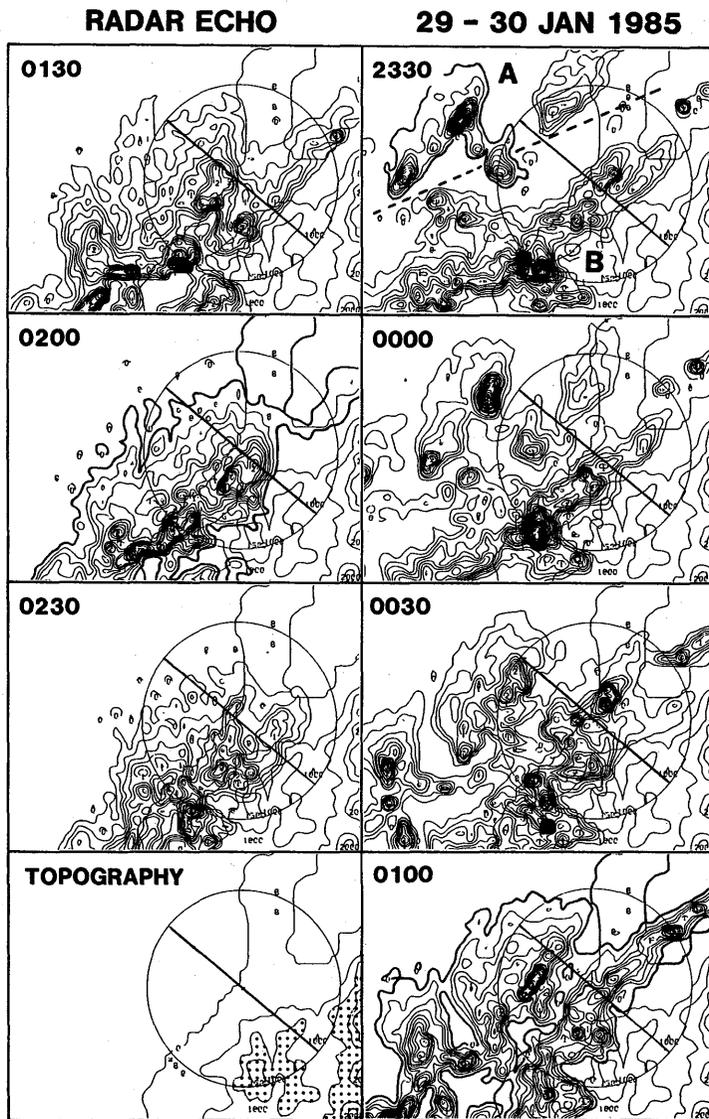


図 6.30 1985年1月29日23時30分から30日2時30分までのドップラーレーダ
 付近の福井レーダによるエコーの変化。等値線は降雨強度に換算した反射
 強度で 0.25 mmhr^{-1} 間隔である。円はドップラーレーダの観測範囲を示
 す。また直線は図 6.32 の断面の位置を示す。また地形を左下に示す。海拔
 1,000 m 以上の領域に点影をつけた。

PRECIPITATION (mm)

29 - 30 JAN 1985

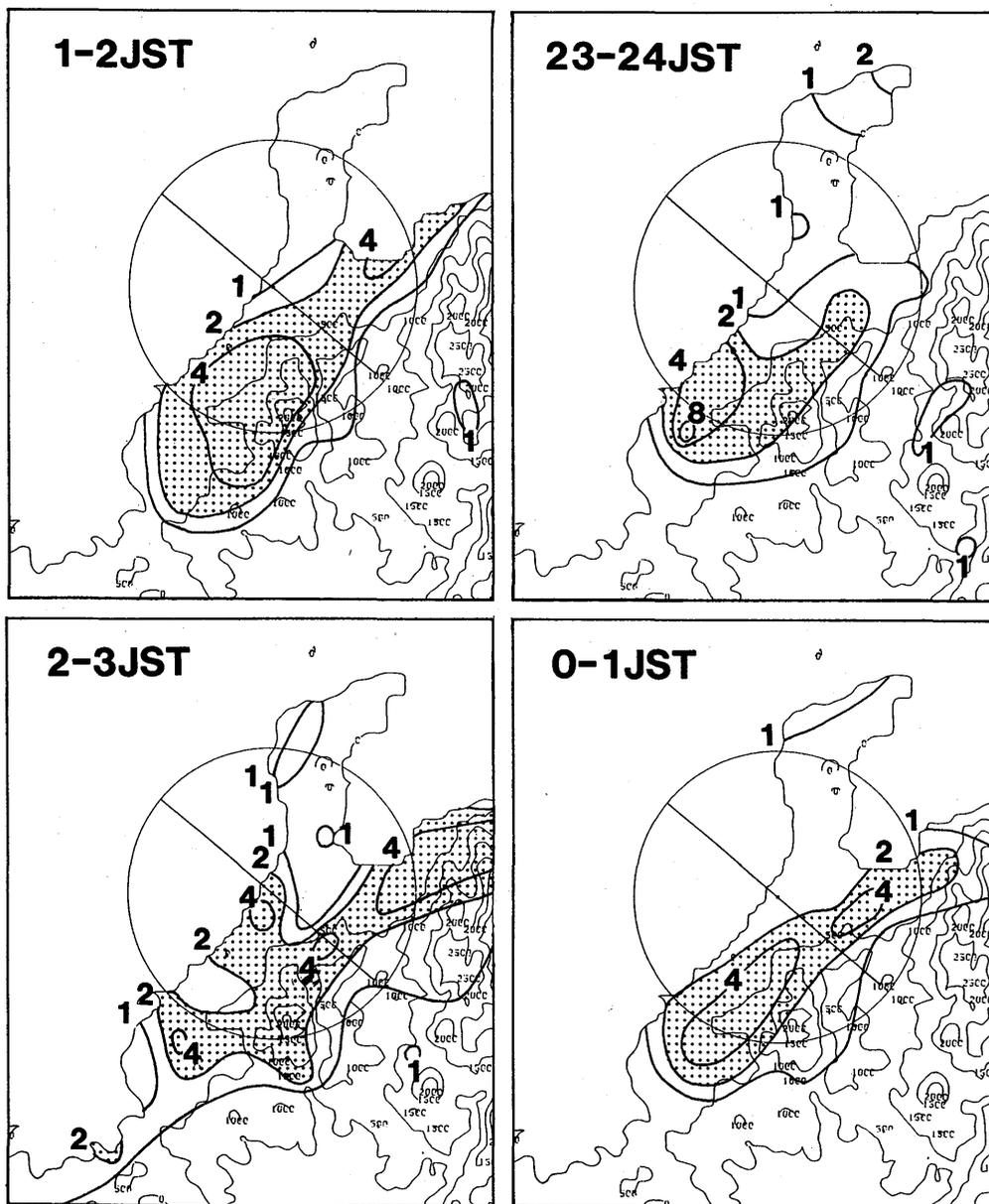


図 6.31 1985年1月29日24時から30日03時までのアメダスによる前1時間降水量 (mm)。円と直線は図 6.30 と同じ。

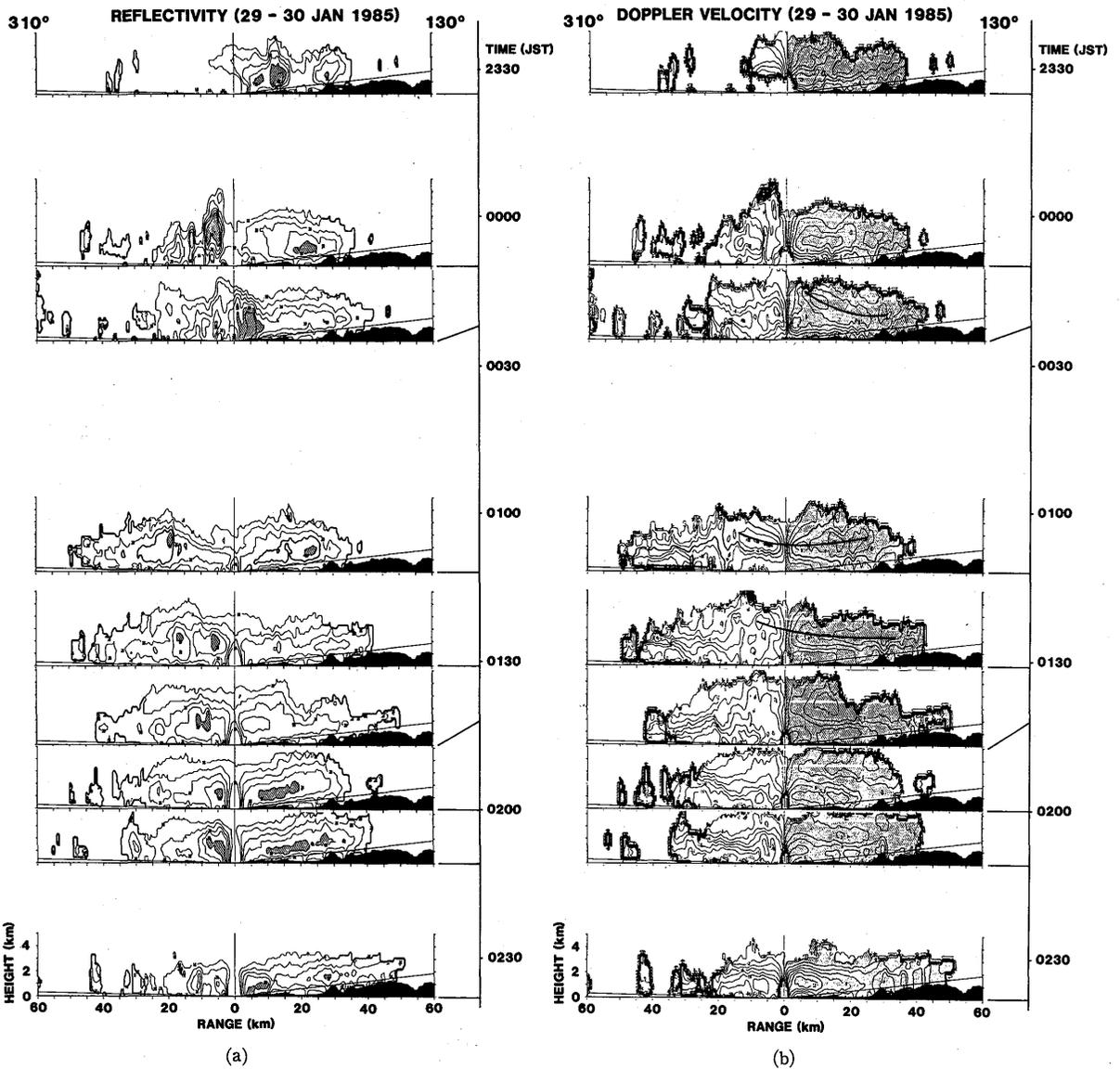


図 6.32 1985年1月29日23時30分から30日2時40分までの方位310°-130°方向の(a)反射強度 (dBZe) と(b)ドップラー速度 (ms^{-1}) の時間変化。反射強度が 30 dBZe 以上の領域には斜影がついてある。また南東側の黒塗りの部分は山岳をあらわす。ドップラー速度はレーダから遠ざかる場合を正符号とする。ドップラー速度の正領域には斜影がしてある。主な強風域の軸を太実線で示す。

の特徴はそれが時間的に溯ってゆくと1時14分の海上のエコーにおける下層の収束にまで達することである。すなわち基本的な構造は数十kmにわたる進行にもかかわらず変化していない。

反対に風上側斜面上でもエコーが弱いことがある。たとえば0時22分、1時31分はともにエコーが弱くなっている。どちらの場合も海岸付近に強いエコーがあり、その前方（南東側）上部からの山側へ発散する大規模な強風がある。この強風域の中心軸は山岳に向けて下降している。これは山岳斜面よりやや上層における下降流を示唆する。このような状況下では山岳斜面のすぐ上に地形性上昇流が存在しても、雪雲は発達しない。

最後に二つの強いエコー域が接近した時の特徴的な流れを調べる。1時12分の310°方向～25kmの強エコー域と130°方向～15kmの強エコー域は反射強度分布およびその～40kmにおよぼ間隔からは独立の系のように考えられる。しかしながら、すでに見たように、この二つの強エコー域をむすぶ強風軸の存在が明らかで、強いエコー域は～40km程度までに接近してくると強い相互作用を持つことを示している。他の例として290°方向の0時40分の垂直断面を示す（図6.33）。290°方向～45kmのところを強エコー域が接近してきている。一方110°方向～5kmの強エコー域は後方に～30kmひろがる弱エコー域をともなっている。反射強度分布ではこれらのエコー域は分かれている。一方、ドップラー速度分布のレーダへ向う速度成分が10m/sを越す部分は、後方の強エコー域の前方上層および前方の弱エコー域の中層で強い。このドップラー速度分布はこの二つの強風域が一連のものであることを強く示唆する。

この強風域が真に一連のものであるか、またこの断面に直交する方向にはどれくらいの水平のひろがりを持つのか、を次に調べる。図6.34は0時44分の高度2kmにおける反射強度とドップラー速度分布である。レーダ付近とその北西に北東から南西に伸びる2本の強エコー域がある。ドップラー速度分布を見ると-10m/s以上の領域は二本の強エコー域にはさまれており、幅は～25km、

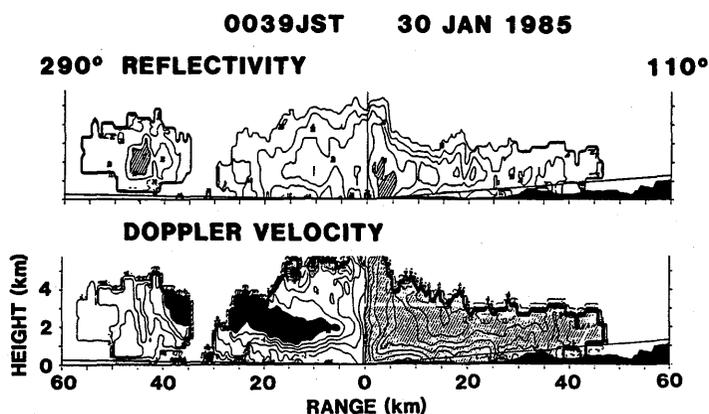


図6.33 1985年1月30日0時39分の290°-110°方向の垂直断面図。ドップラー速度の黒塗り部分は -10 ms^{-1} 以上の領域を示す。

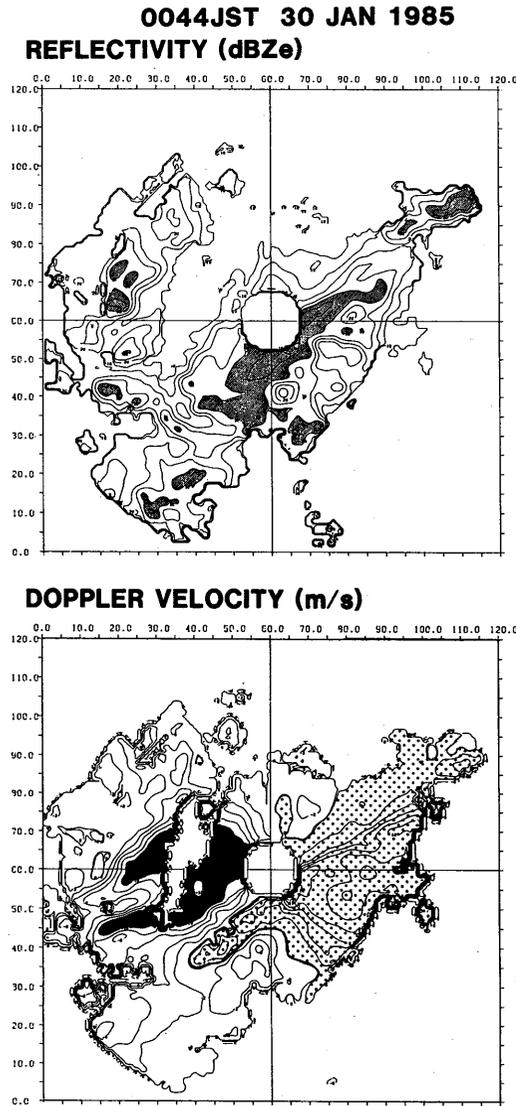


図 6.34 1985年1月30日0時44分の高度2 kmにおける反射強度 (dBZe) とドップラー速度 (ms^{-1})。南北、東西各 120 km の領域を示す。反射強度が 30 dBZe 以上の領域には斜影がつけてある。またドップラー速度 $\leq -10 \text{ms}^{-1}$ の領域は黒塗りをしてある。ドップラー速度の正領域には点影がしてある。

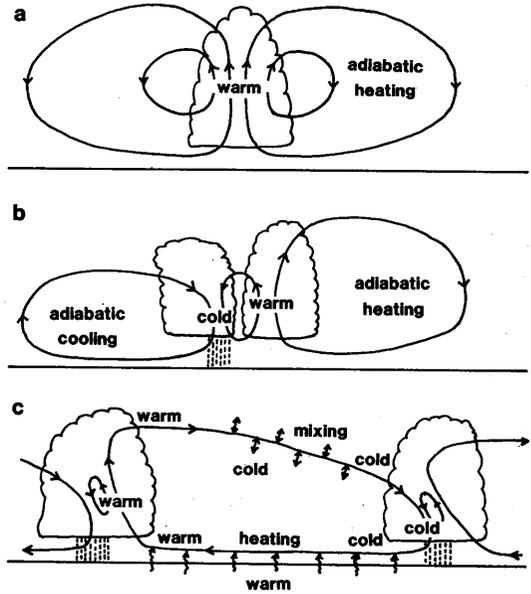


図 6.35 各種対流雲にともなう循環の模式図。

- (a) 成長期の孤立した対流雲。
- (b) 接近して存在する成長期と消滅期の対流雲。
- (c) 暖かい上昇流と冷たい下降流の対をもつ対流雲が二つ接近して存在し、しかも下面からの加熱、上層での混合による冷却がある場合。

長さは検出できるだけでも～45 km に達する。風向の関係で検出できないが、北西側強エコー域から南東側エコー域に向う強風域はさらに北東にひろがっていたと推定される。図 6.33 で見たようにこの強風域は傾いている。したがって強風域の真のひろがりや水平面で見たと図 6.34 より更に大きいことは確かである。このように強エコー域が接近した時には大きな循環を生じ相互作用をしていることが明らかになった。この大きな循環の成因については後に考察する。

6.4.3 考 察

(1) この期間に金沢周辺で見られたエコーの発達機構

この帯状降雪雲はエコー頂高度 5～6 km と高く、中でも 0 時ごろには 7 km 近くにまで達した。金沢における 29 日 20 時 30 分と 30 日 3 時 23 分のレーウィンゾンデ観測 (図 6.28) によると 500 hPa ではともに -43°C 以下となっており、非常に強い寒気が上空に入り成層が不安定となっていたことがわかる。エコー頂は 500～460 hPa で安定層下面とほぼ一致している。

地上低気圧の存在および、20 時 30 分、3 時 23 分の高層風変化からこの帯状降雪雲付近には下層に強い低気圧性シャーが存在していたことが推測される。この様子は図 6.27 の最小二乗法 VAD により求めた、半径 20 km 円内の平均風の変化に見られた通りである。したがって金沢付近のこの期間のエコーの発達は、常時存在する地形の効果の他に、上空への寒気の移流による成層の不安定化および下層の低気圧性シャーによるまさつ収束の増大によるものと考えられる。

(2) 帯状降雪雲内で見られた水平規模の大きな流れの成因と役割

ここでは、はじめに孤立した対流雲について、次に成長期と消滅期にある対流雲の対について、それらにともなう循環の水平規模とエネルギーの変換効率の関係を議論する。この議論は対流雲の発生する場の状況に依存しない一般論である。最後に具体的現象として帯状降雪雲内で見られた水平規模の大きな循環をとりあげ、先に行った議論をもとにその成因と役割を考察する。

一般に、対流雲にともなう水平の流れは規模が大きいほど対流雲にとって都合がよい。なぜなら、規模の大きい流れは広い範囲における補償下降流を意味し、この時下降流は弱く、それによる断熱昇温は少ない。これは対流雲の維持にとって好都合である。しかし実際には対流雲の運動エネルギーはその源の位置エネルギーにより大きさを制約されるため、対流雲にともなう循環はその大半が対流雲の近くで閉じるのが普通である (図 6.35 a)。

次に、成長中で暖かい上昇流を持つ対流雲と消滅期で冷たい下降流を持つ対流雲の対を考えると、これらが互いに独立に存在するのは位置エネルギーの変換効率が悪い。なぜならそれぞれの補償下降流または上昇流は断熱的に昇温または降温し、主たる垂直流との温度差を小さくするからである。ところがこれらの対流雲の循環により組織化されると効率は良くなる。すなわち暖かい上昇流と冷たい下降流が互いの補償流の役割をする時、それぞれの周囲の断熱昇温と降温は減少する。このため温度偏差は維持され易くなり、位置エネルギー交換効率は高くなる (図 6.35 b)。マルチセルストームにおける発達期、消滅期等各発達段階の対流の混在は一つにはこの理由によるものと考えられる。

以上の一般論を念頭におき、ここで調べた帯状降雪雲中に見られた水平規模の大きな流れの成因と役割を考察する。図6.33、6.34に見られた循環を例にとる。この二つの強エコー域はともに上昇、下降流の対からなっていたと推定され、それぞれ単独でも効率のよいシステムであったと考えられる。

冬期日本海上では、海面水温が気温より著しく高く、相当温位がほぼ一定の対流層ができる*。ここではある対流雲の上昇流からの流出と他の対流雲の下降流への流入、下降流からの流出と上昇流への流入が位置エネルギーの補給をうけながら結びつくことにより、周囲の断熱昇温、降温がさらに小さくなりうる（図6.35c）。このような循環を持つ対流雲群では効率がさらに良くなっている。（暖候期では海面水温と気温の差が小さく、また雲頂付近の相当温位が中層のそれにくらべかなり高い。このため以下に述べるような機構は働かず、このような循環をもつ対流雲群は生じない。）

図6.33、6.34の例では、周囲の状況とドップラー速度場を考慮すると次のような機構が働いていたと考えられる。後方（北西側）の強エコー域の上昇流から前方に流出した空気は、周囲の冷たく乾燥した空気との混合により相当温位が低くなる。この空気は前方（南東側）の強エコー域に入って下降流となり、そこで位置エネルギーを放出する（図6.35c）。海面付近に下降した冷たい空気は一般場の西よりの風より遅く流れながら海面から熱の供給を十分受け、相当温位は再び十分高くなる。この空気は後方の強エコー域より動きが遅いため、このエコー域の前方から流入する。そして上昇流となり位置エネルギーを放出する。

このようなシステムには、(1)下降してきた空気に対する海面からの加熱と上昇流から流出した空気の冷却が十分に行なわれること、(2)循環のエネルギーを小さくすること、が同時に要請される。(1)については強エコー域の間隔がある程度大きい方が有利となり、(2)については小さい方が有利となる。強エコー域の間隔はこれらの兼ね合いで決まっていると考えられる。

結局、今回見出された水平規模の大きな流れは(1)成層の不安定化と下層のまさつ収束の増大により対流雲が活発となり、運動エネルギーが十分あったため生じることができた。(2)循環の途中の加熱と冷却（すなわちエネルギー補給）を十分にすることによって対流雲群の組織化を最も高度なものにしている。

6.4.4 まとめ

海岸線にほぼ平行な走向をもち、山ぞい・山間部に大雪をもたらした帯状降雪雲を調べた。この帯状降雪雲の形成は500 hPaにおける寒気の流入および地表の小さな低気圧の通過と同じ時期であった。ドップラー速度のVADによる対流層内の風の時間変化は、強い正うず度集中帯の通過を示している。

このような状況下で発生した雪雲はエコー頂が5~6 kmと高く、一時的には7 km近くにまで達

* 対流層の上には、上層寒気の沈降と対流による垂直混合により生じた顕著な安定層が存在する。安定層高度は大陸東岸より日本に向かって次第に高くなっている。

した。また幅も 60~70 km と非常に広いものだった。この帯状降雪雲には 1 ないし 2 個の強エコー域が含まれており、これらは海上から内陸へ、基本的な構造を維持したまま停滞せずに進む。

この帯状降雪雲の最大の特徴は循環の水平方向の大きなひろがりである。すなわち二つの強エコー域を結んで水平のひろがり が 25~40 km の流れが存在していた。この成因について位置エネルギーから運動エネルギーへの変換効率および位置エネルギーの補給（下層の空気に対する下面からの加熱および上層の空気の混合による冷却）を考慮して考察した。その結果、冬の日本海上のように熱補給が速く相当温位が垂直方向にほぼ一様な地域では、活発な対流が生じる状況の時は更に効率をよくするような水平に大きな循環が生じうることがわかった。

さらに内陸部の強いエコーは(1)内陸部に向って上昇する強風域（上昇流を示唆する）または(2)下層の収束と風上側に傾く弱風域（上昇流を示唆する）を伴っていた。山岳斜面上のエコーでもその上空に下降流を示唆する流れがある場合には反射強度は弱かった。

謝 辞

本章の結果は科学技術振興調整費「局所的短時間降雪予測技術の開発」の成果の一部である。観測にあたり農林水産省北陸農政局河北潟干拓建設事業所、気象庁東京管区气象台、金沢地方气象台には多くの便宜をはかって頂きました。また仙台、東京、大阪の各管区气象台管内の関係気象官署および気象衛星センターには観測および資料収集でご協力頂きました。

参 考 文 献

- Atlas, D., R. C. Srivastava and R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **11**, 1-35.
- Houze, R. A., Jr., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1541-1567.
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568-1589.

第7章 ドップラーレーダとチャフによる気流の観測*

7.1 はじめに

この章ではドップラーレーダとチャフを利用して晴天の気流を観測する方法に関して述べる。これは応用気象研究部の特定研究「大気中に放出された放射性物質拡散の即時予測システム開発に関する研究」の一環として、1983～1985年にわたって行われた観測に基くものである。ただしここでは主としてチャフによる観測の原理的方法について述べ、実際の観測と観測結果の解析は別に出す予定である上記特定研究の技術報告で述べることにする。

この観測の目的は、大気中に放出された放射性物質や大気汚染質の大気中での拡散の様子を調べる為の基礎として、ある空気塊の移流・拡散を時間を追って追跡することである。従って、大気境界層内が主な観測対象領域となる。

観測の方法としては、目標となる空気塊を追跡するために、先ずレーダ電波を反射する物体(チャフ)を散布し、これを2台のドップラーレーダにより観測する(図7.1)。

2台のドップラーレーダによる観測原理や方法は第1、2章とおおむね同じであるが、上述の様にレーダで見るのが雨滴ではなくてチャフであることや対象となる領域の高さが雨雲等に比べて低いことなどの条件があるため第1、2章のそれとは異なる点がある。以下の各項でこの観測方法の特徴を述べる。

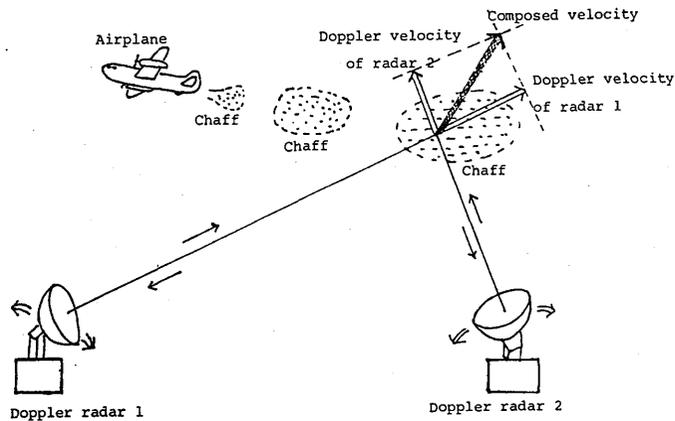


図7.1 飛行機によるチャフの散布及びドップラーレーダによるチャフの観測の模式図。

* 栗田 進・里村雄彦・吉川友章：応用気象研究部、松浦和夫：気象衛星研究部、柳沢善次・石原正仁：台風研究部

7.2 チャフ

チャフはレーダ電波を反射する物体でその種類は主にアルミ箔(AL)のものと、グラスファイバーに金属コーティングしたもの(GL)がある。

今回の観測では主に三菱電機製のグラスファイバーのものを使用した。

参考のためにチャフの定格を表7.1に示す。表のようにアルミ箔もグラスファイバーもレーダの各波長帯毎に用意されている。一箱当りの有効反射断面積はグラスファイバーの方が5~10倍大きい。落下速度はカタログではALで500 ft/分(250 cm/sec)とGLで150 ft/分(75 cm/sec)であるが、5 cm波帯用で実際に計った落下速度はALで70 cm/sec、GLで20 cm/sec位であった。5 cm波帯用GLチャフによる室内での詳しい落下速度の測定結果を図7.2に示す。図のような広い速度分布をもっているが、約20 cm/secのあたりにピークがある。一本のチャフの長さは約2.5 cmで非常に細く、重さは約50 μg 。23×62×241 mm³の箱に約150 gほど入っている。落下速度の分布は、チャフの形のちょっとしたゆがみと落下形態の差によると思われる。落下形態は次の3種位に分類できるようである。

- ① 安定して横になってゆっくり落下していくもの。
- ② ゆがんでいるために、らせん状に回転したり不安定になって落下していくもの。
- ③ 縦になってほぼ真直ぐに落下していくもの。ただし落下距離が充分あれば①や②に移行して

表 7. 1 チャフの定格表。ALが付いているのがアルミ箔、GLが付いているのがグラスファイバーに金属コーティングしたもの

| 形 名 | BAND | 1ユニット箱の有効反射断面積(m ²) |
|-------------|---------------|---------------------------------|
| NRR-1/AL | L | 15 |
| NRR-2/AL | S | 15 |
| NRR-3/AL | X | 5 |
| NRR-4/AL | c | 10 |
| NRR-5/AL | Ku | 5 |
| NRR-1/GL | L | 150 |
| NRR-2/GL | S | 75 |
| NRR-3/GL | X | 25 |
| NRR-4/GL | C | 50 |
| NRR-5/GL | Ku | 11 |
| NRR-5/GL-01 | Ku 16.5GHz | 25-250 |
| NRR-U1/AL | UHF | 15 |

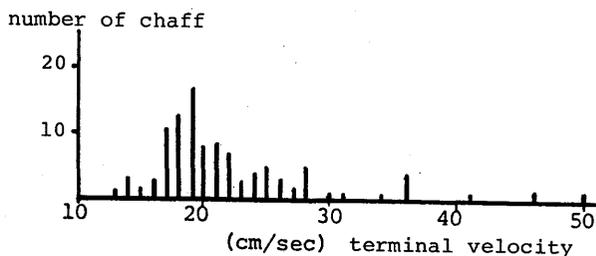


図 7.2 5 cm 波帯用 GL チャフの落下速度分布

いくものもあると思われる。

アルミ箔のチャフは 5 cm 波帯用が長さが 5 cm 位で幅は 1 mm 位である。

ドップラーレーダで観測した結果を解析する上で、落下速度は重要な意味をもっている。研究の目的からはできるだけ落下速度が小さい方が望ましい。

チャフの落下速度が水滴や雪片に比べてどの程度であるかを調べてみる。Mason (1971) による水滴の落下速度と比較すると、グラスファイバーでは直径 0.09 mm の水滴、アルミ箔は直径 0.2 mm の水滴に対応する。言いかえればグラスファイバーは霧雨に相当し雨滴 (約 1 m/sec 以上) よりだいぶ遅く、アルミ箔のそれは霧雨と雨滴の境位に相当する。又雪と比較すると、雪片の落下速度は形状により複雑であるが Pruppacher and Klett (1978) に基づくと、グラスファイバーは最も遅い方、アルミ箔は速い方に属する落下速度に対応する。

落下速度から滞留時間を見積ると、1,000 m の高度から散布すると、約 1 時間 23 分で地上に落下してしまうことになる。しかし実際には、活発な対流活動により境界層内に滞留しており、移流により遠ざかるまで 2 時間以上観測することができる。

7.3 レーダの設定

前にも述べた様に、ドップラーレーダによる観測原理や方法は降水の観測と同様であるが、対象が異なる為いくつかの注意すべき点がある。対象領域の高度が低いことと、境界層の構造が複雑であることにより、観測にはできるだけ空間分解能を良くすること、時間変化を細かく追うこと等が要求される。そこで距離と空間分解能の関係を調べる為にレーダからの距離と高度及びレーダアンテナの仰角の関係を図 7.3 に示す。ただし距離が近いので、地球の曲率や屈折率の変化は考えていない。20 km の距離では約 0.7° の仰角で 250 m の高度となる。アンテナのビーム幅は 1.4° であるが、チャフの反射強度が弱いことを考えれば実質的にはもっと狭いと思われる。しかしあまり遠くなると分解能が悪くなってしまう。一方視線方向には 250 m の分解能がある。

レーダの観測範囲の設定も重要である。ドップラー観測時には全方位を観測すると 1 仰角当り 1 分位かかるので、多数の仰角で観測すると時間がかかりすぎる。そこでセクター走査を利用して必要な部分のみを観測する。60° の走査幅にして、11 仰角で観測すると、1 回の観測が 3 分半位で可能

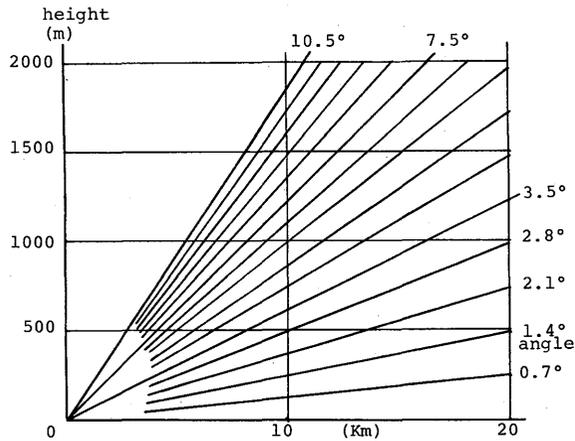


図 7.3 近距離における各仰角ごとのビーム高度を示す。距離とアンテナ仰角はビーム幅 (1.4°) の半分毎に示しているので距離と鉛直分解の関係が分る。

である。

気象研の 5 cm 波レーダは高い位置にあり低い所が見えるが、そのために低仰角では地上物体や地形などからの反射エコー (グラウンドクラッター) が多く現れる。このグラウンドクラッターを地図と見比べると、山によるものの他に高圧送電線用鉄塔によると思われるものが多い。この現象は観測データの大きな問題点であり、解析時における注意深い取り扱いとくふうが必要である。

一方 3 cm 波レーダの設置場所は、できるだけ低い所まで観測できる様に、周囲に障害となる物 (建物・樹木等) のない、見晴らしのよい所を選ぶ必要がある。

7.4 チャフの散布と観測

実際の観測は 1983~1985 年に行われ、観測の対象地域としては筑波山及びその南西地域を選んだ。

3 cm 波レーダの設置場所は、千代川村にある筑波サーキットの駐車場を選んだ。

2つのレーダの配置を図 7.4 に示す。この配置では筑波山とその南西地域が 2 台のドップラーレーダによるドップラー速度の合成及び空間分解能の両者からみて最適の観測場所になる。

チャフの散布は次の 3 通りを用いた。

- a) 飛行機よりチャフをほぼ連続的に散布し、広い領域をチャフで満たす。
- b) 飛行機よりチャフを箱ごとと時間をおいてパフ状に散布する。
- c) 気象研の鉄塔 (213 m) より散布する。

それぞれの特徴を述べると、a)、b)方式では、飛行機より散布するために、風向・風速・安定度等の気象条件に応じて散布場所や散布高度を適応させられる。しかし観測規模が大がかりになってしまう。一方 c)方式では、散布場所が固定されてしまい、散布高度も高くとれないが実行しやすい。

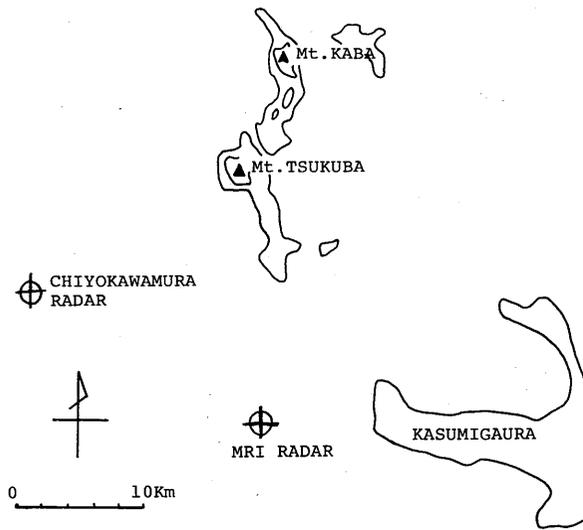


図 7.4 2つのドップラーレーダと筑波山の配置図。

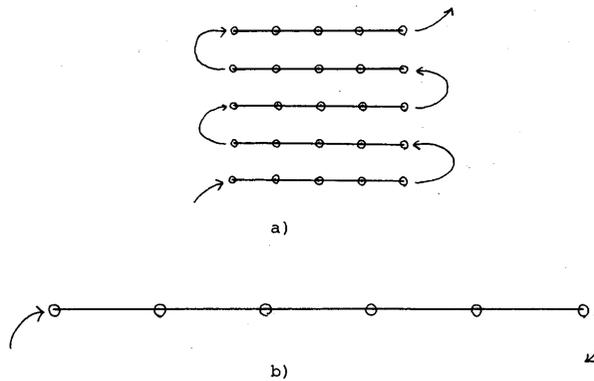


図 7.5 飛行コース (実線) 及びチャフ散布点 (白丸)。a) 領域全体にチャフが拡がる様に散布して、全体の場の観測をする時に行う。b) 間隔をおいてチャフを散布し、それぞれを追跡する時に行う。

い。又観測の対象となる現象から見ると、それぞれの特徴は、a)方式は風速の三次元的分布が得られ場全体の解析が行えb)方式はそれぞれパフ状に散布されたチャフの移流・拡散を直接解析でき、c)方式ではパフ状及びプルーム状放出の拡散解析が行える事である。

飛行機のコースとチャフの散布点を模式的に図 7.5 に示す。今回の観測では b)方式の散布を主に行なった。飛行高度は、同時に行なった気象要素の鉛直プロファイルから求めた安定度や境界層の高さに応じて、800 m から 1,200 m とし、チャフを 5 km 間隔で散布した。

実際の観測例として、口絵写真 7.1~3 に 3 cm 波レーダによるチャフのエコーパターンを示す。口絵写真 7.1 と 7.2 は b)方式の例で、チャフの散布時刻は 12 時 31 分~37 分、口絵写真 7.1 の観測

時刻は12時48分、口絵写真7.2の観測時刻は13時08分である。それぞれ横一線に点々と並んでいるのがチャフのエコーであり、一点がチャフ一箱に対応している。二枚の写真を比較すると、約20分間に西北西に移動しながら拡散している。一方口絵写真7.3はa)方式の例で、チャフのエコーが約10km四方全体に拡がって分布している。

7.5 あとがき

今回の観測の様な拡散実験の他にも、チャフを利用した研究が行なわれている。通常のレーダ観測では、雨雲内等の水滴や雪片の在る領域のみを観測することになるが、チャフを利用することにより雨雲の周囲の気流を調べることができる。又晴天時の境界層の発達過程の観測や、都市に伴うヒートアイランド等の研究にも利用することができる (Eymard 1984, Kropfli and Kohn 1978)。

参 考 文 献

- Eymard, L. 1984: Radar Analysis of a Tropical Convective Boundary Layer with Shallow Cumulus Cloud. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1380-1393.
- Kropfli, R. A. and Kohn, N. M. 1978: Persistent Horizontal Rolls in the Urban Mixed Layer as Revealed by Dual-Doppler Radar. *J. Appl. Meteor.*, 17, 669-676.
- Mason, B. J. 1971: *The physics of clouds*. Clarendon Press Oxford, p. 594.
- Pruppacher, H. R. and Klett, J.D. 1978: *Microphysics of clouds and precipitation*. D. Reidel Publishing Company, p. 338.

第8章 エンゼルエコーの観測*

8.1 はじめに

晴天時に観測されるレーダエコーはエンゼルエコーと呼ばれ、近年高度1,500 m以下の境界層内に発生するエンゼルエコーの観測が盛んに行われている。

Hardy (1969)、Konrad (1970)、Rowland (1972)等は、これらの資料を用いて、晴天時における境界層内での地表面からの熱・水蒸気の鉛直輸送の機構について解析している。

柳沢 (1970、1972)は波長8.6 mmレーダで観測されるパルス状エンゼルエコーの発生数・発生高度の時間変化について調べ、各気象要素の時間変化との比較から、レーダ観測結果は、境界層内の熱・水蒸気の鉛直輸送と関係していることを示した。

このようなエンゼルエコーは海・陸風前線に伴って発生することも報告されている。Atlas (1960)は、波長1.25 cmのレーダを用い、海上から陸地の方向に移動している海風前線に伴うエンゼルエコーを観測し、前線の移動速度は、9 mile/hourであることを報告している。またMeyer (1971)は、Wallops島のJAFNAにある波長10.7 cmの高性能レーダ(出力3 MW)を用いて、海・陸風前線付近に発生する線状のエンゼルエコーについて三次元的な詳しい観測を行い、飛行機等による気象観測を同時に行って、海・陸風前線のモデル的三次元構造を示した。その外、Geotis (1964)による海・陸風に伴うエンゼルエコーの反射機構に関する研究等がある。ドップラーレーダを用いたエンゼルエコーの観測も報告されている。Battan (1963)、Lofgren (1960)等は、エンゼルエコーは1 m/sec程度の上昇・下降速度を持っている事を報告している。また、Frisch等 (1976)は、2台のドップラーレーダを用い、チャフをとばして境界層内晴天対流の風の場の鉛直構造について観測している。

著者等は、3 cm波のドップラーレーダを用いて晴天時のエンゼルエコーを観測して、境界層内の風の場、海風前線に伴う線状エコーなどについて調べた。またドップラーレーダを用いてトンボなど昆虫・鳥の観測なども行った。

8.2 電波屈折率が急変している層からの反射

8.2.1 エンゼルエコーのレーダ観測

大気下層のエンゼルエコーは、電波屈折率が急変している高度2,000 m以下の境界層内で発生しているが、センチメートル波帯で電波反射を生じるためには、センチメートルオーダーの細かいスケールで、気温・湿度が変動していることが必要である。このような反射は、地表面近くの泡状の熱対

* 柳沢善次：台風研究部

流によって起こると考えられており、理論的にも、観測によってもこの説はほぼ確認されている (Konrad, 1970)。

晴天時に 3 cm 波ドップラーレーダによる観測を行うと、暖候期には距離 10 km 以内に熱対流からの反射と思われるエンゼルエコーが観測される。このようなエンゼルエコーは早朝日出後 1 時間ぐらいで発生しはじめ、午後、発生数発生領域とも最大となり、夕方日没後減少して夜半にはほとんど消滅するが多い。このようなエンゼルエコーの反射強度は非常に弱く、かつ発生高度も地表面から高度 1,000 m 以内の場合が多いためグラウンドエコーとの区別が非常に難しい。したがってドップラー速度表示を用いることによって固定反射体との分離が容易となり、反射体が各高度の風で流されている様子を観測出来る。観測例を口絵写真 8.1 に示す。口絵写真 8.1 は江戸川の堤防上に設置した 3 cm 波ドップラーレーダで観測したエンゼルエコーのドップラー速度をカラーディスプレイに表示したものである。距離マーカー 2 km ごと、仰角 3.0 度で観測しているの、距離 2 km でのビーム高度は 105 m、4 km では 209 m となる。レーダサイトで観測したこの日の 18 時の地上風は東南東 3 m/s で、ドップラー速度では YEL(-) から SKY(+) の方向に 2~5 m/s の風が吹いていることになる。高度 100 m 付近では 10 m/s 近い東南東風がドップラー速度にあらわれている。

次に、気象研究所構内に設置したドップラーレーダで 1981 年 9 月 28 日に観測したエンゼルエコーから求めた風向・風速 (黒点) と気象観測鉄塔の高度 213 m で観測した風向・風速 (実線) との比較を図 8.1 に示す。図からわかるように、ドップラー速度から求めた風向・風速と鉄塔で観測した値とほぼ一致している。この日、天気は晴で、午前中から北西の弱い風が吹いていたが、15 時 37 分頃風速 10 m/s 程度の突風が吹き、16 時 45 分頃にはレーダサイトを海風前線が通過している。

図 8.2 は、気象研究所周辺の地形図である。地上風のデータ (図省略) をみると、海風前線はレーダサイトの北東 12 km の石岡を約 1 時間前の 15 時 42 分に通過している。この前線の移動速度は 13 km/hour となる。

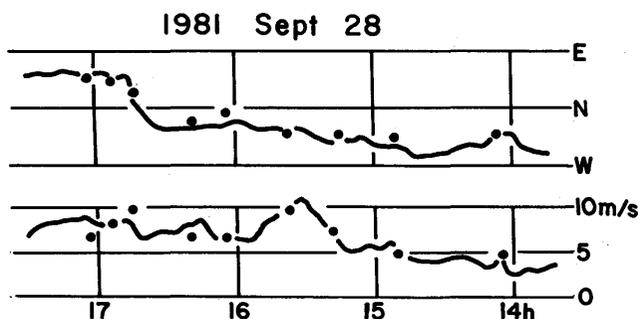


図 8.1 気象観測鉄塔の高度 213 m で観測した風向 (上)、風速 (下) の時間変化。
黒点は、ドップラー速度から求めた約高度 200 m の風速と風向の値。

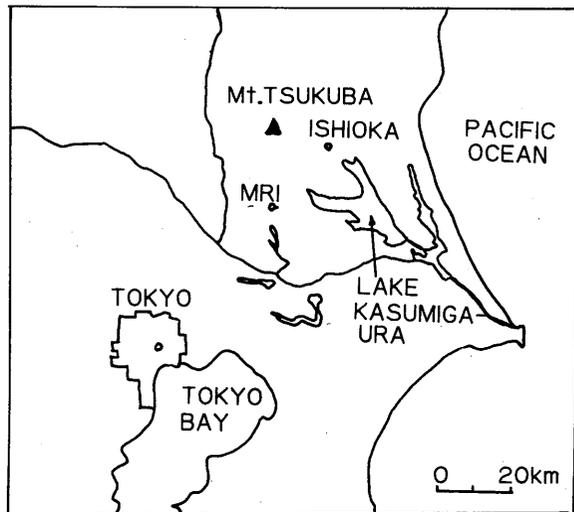


図 8.2 筑波周辺の地形図。

図 8.3 には、9月28日9時の地上天気図を示した。関東地方は北東からの高気圧圏内にあつて一般に風の弱い気圧配置になっていた。

図 8.4 には 16時45分頃レーダサイトを通過した海風前線に伴う線状エンゼルエコーのドップラー速度の時間変化を示した。エコー強度は弱いためほとんど線状の型としてあらわれていなかったが(図省略)、ドップラー速度で見ると、はっきりした線状エコーとしてあらわれている。図 8.4 から線状エンゼルエコーの移動速度を求めると 12 km/hour となり、前述の値と一致している。移動方向は北東から南西である。

この線状エコーがレーダサイトを通過した時の鉄塔の風データを見ると、図 8.1 に示したような風向の北西から北東への急変がおきている。また、気温下降、湿度増加などの前線通過時の特徴も鉄塔のデータにあらわれていた。

図 8.5 には、線状エコーの REI 観測結果をドップラー速度で示した。この図は線状エコーがレーダサイトを通過した、13分後に観測したエコーの鉛直断面図である。距離 3 km 付近の線状エコーの部分の高度は 1,000 m 程度で、距離 1 km 付近の泡状エコーの高度は 500 m で線状エコーのそれに比べて低い。一般に、秋期の日中にあらわれている泡状のエンゼルエコーのエコー頂高度は 500 m 程度で、今回観測した線状エコーはその 2 倍程度エコー頂高度が高くなっていることがわかる。

8.2.2 エンゼルエコーの反射機構

センチメートル波帯のレーダで観測されるエンゼルエコーは、下層大気中に起る気温、水蒸気量の変動に伴う電波屈折率の変化に原因していることが明らかになっている。これらの気象要素の変動は大気の乱れとして取り扱われ、乱れと屈折率の変化との関係については、Tatarski (1961) などの理論があり、理論的にもほぼ説明されている。

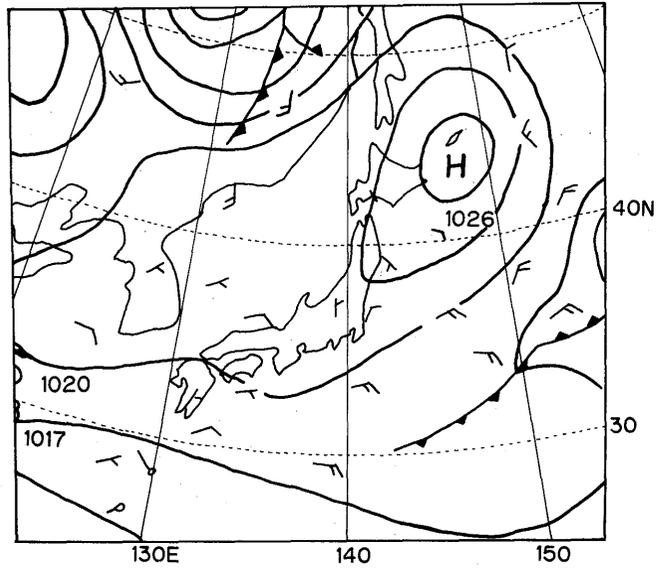


図 8.3 1981年9月28日09時の地上天気図。

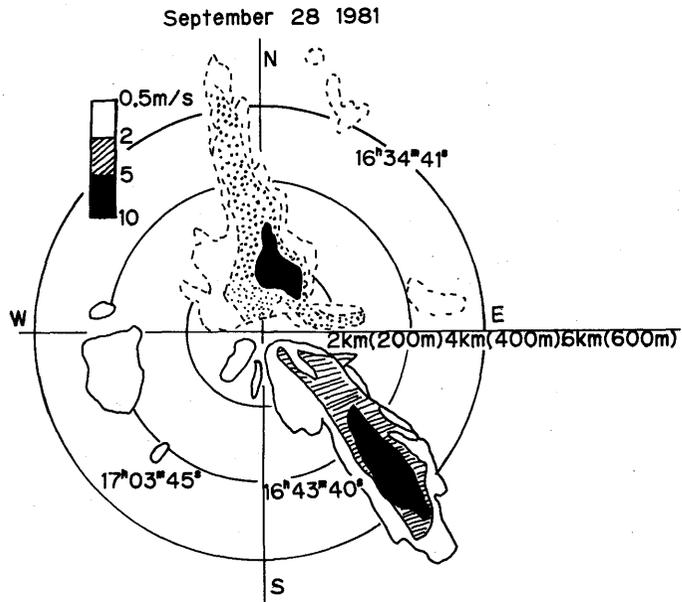


図 8.4 1981年9月28日に観測した線状エコーのドップラー速度表示によるPPI像の時間変化。括弧内の数字はビーム高度(m)を示す。実線はプラス域、点線はマイナス域を示す。

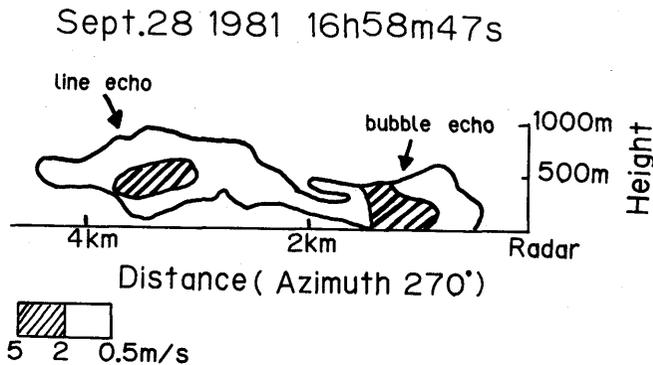


図8.5 REI観測によるドップラー速度表示の断面図。距離3km付近は線状エコーで、距離1km付近は泡状エコーである。

これらの理論で、第1に問題となるのは、使用されたレーダの波長と乱れの波数(K)との関係である。いま、使用した波長は3.1cmなので、この波長(λ)に対する乱れの波数は、 $K \approx 4\pi/\lambda$ から 4 cm^{-1} となる。大気中の最小の乱れの大きさ(L)は、理論的には $L \approx 1\text{ cm}$ 程度なので、この時の波数は $K = 2\pi/L$ から 6.3 cm^{-1} となる。したがって、レーダ波長に対する波数は乱れの最大波数より小さい値となり、理論的にも、屈折率の変化に伴うレーダ反射を観測できることになる。

次に問題となるのは、レーダの探知能力と反射体のもつ反射強度との関係である。一般に、乱流理論から求めたエンゼルエコーの反射強度の値は 10^{-15} cm^{-1} の前後に分布している。Hardy等の観測結果でも、この反射強度の値は $10^{-14} \sim 10^{-16}\text{ cm}^{-1}$ の間に分布しており、ドップラーレーダは、距離5kmで反射強度 10^{-15} cm^{-1} 程度まで探知できる能力を持っているので、エンゼルエコーの観測が可能である。

8.3 昆虫・鳥等による反射

昆虫、鳥などからのレーダ反射についても多くの観測例があり、これらのレーダ反射に必要な体の大きさや含水量等について調べられている。ただ、これらの反射体は形状が複雑で誘電率も一定でないので水滴のように理論的に反射断面積を求めることは困難である。

口絵写真8.2は、利根川堤防上に設置した3cm波ドップラーレーダを用いて観測した昆虫からのエコーのドップラー速度の1例である。1982年10月4日の昼間は5m/s前後の東寄りの風が吹き、口絵写真8.1に示したようなエンゼルエコーが観測されていたが、15時頃より風速が弱まるとともにエンゼルエコーも減少した。16時すぎには地上風は、ほとんど静穏に近い状態になり、口絵写真8.2に示したような点エコーが16時20分から17時10分頃までに観測された。口絵写真8.2のドップラー速度をみると、レーダに近づく風をあらわしている YEL ($-2\text{ m/s} \sim -5\text{ m/s}$) とレー

ダから遠ざかる風をあらわしている SKY (+2 m/s~5 m/s) が、全方位に混在している。このことは、反射体が風に流されているのではなく、飛んでいることを示している。事実、地上風が静穏になると、レーダサイト付近に無数のトンボがあらわれ、堤防上は歩行困難になるほどである。レーダの空中線仰角 1.5 度で観測しているので、距離 15 km ではビーム高度は 400 m になり、昆虫が地表面から高度 400 m の層内で飛んでいることになる。17 時 30 分頃地上風が 3 m/s 程度になると、トンボも居なくなり、レーダ画面も口絵写真 8.1 に示したようなエンゼルエコーの画面となる。口絵写真 8.2 のようなドップラー速度は他の日でも数回観測しており、ほとんど 16 時から 17 時の間の地上風が静穏になる時間帯にあらわれている。その外、鳥の反射と思われるドップラー速度 10 m/s 前後の点エコーもしばしば観測しており、目視によって鳥を確認できた時もある。

Glover 等 (1966) は、表 8.1 に示したような特性をもつ虫などを空中に飛ばしてレーダ観測を行い、図 8.6 のようなレーダ波長別の反射断面積の値を求めている。

反射断面積は、波長 10 cm レーダでトンボ、密蜂で 10^{-2}cm^2 程度、3 cm 波では 10^{-1}cm^2 程度となり 1 匹の探知距離は 10 km 程度になる。鳥では 3 cm 波で 1cm^2 程度の反射断面積となる。

図 8.6 から、反射断面積 σ (cm^2) とレーダ波長 λ (cm) との間には、トンボでは $\sigma = C\lambda^{-2}$ で、鳥では $\sigma = C\lambda^{-3}$ の比例関係にあることがわかる。

レーダによる鳥、昆虫などの探知技術は各国で開発中であり、レーダ波の偏波面を変化できるレーダの利用なども今後検討する必要がある。

8.4 まとめ

波長 3 cm のドップラーレーダを用いて観測した晴天時のエンゼルエコーについて解析した。外国でも、数年前からドップラーレーダを用いた観測が盛んに行われるようになってきた。ドップラーレーダを用いることによって、反射強度のみしか観測できなかった従来のレーダに比較し、観測精度の向上、情報の増大がもたらされ、利用面も広がってきている。すなわち、ドップラー速度データを用いることによって、グランドエコーは無くなり、エコーの移動速度、方向を即時に観測できるので、反射機構を調べる上で有効なデータであることがわかった。

ドップラーレーダデータと鉄塔の風データの比較をみても、面状エンゼルエコーの反射体は、風とともに移動し、鉛直方向の動きも非常に小さいと考えられる。このような観測結果を解析するこ

表8.1 昆虫・鳥の特性

| 種 類 | 羽の長さ (cm) | 胴体の長さ (cm) | 重 量 (g) | 含 水 量 (%) |
|-----|-----------|------------|-----------|-----------|
| 鷹 | 10.0 | 5.0 | 1.0~1.5 | 64.1 |
| 蛾 | 3.0 | 1.9 | 0.14 | 60.0 |
| 密蜂 | 1.0 | 1.5 | 0.08~0.11 | 66.3 |

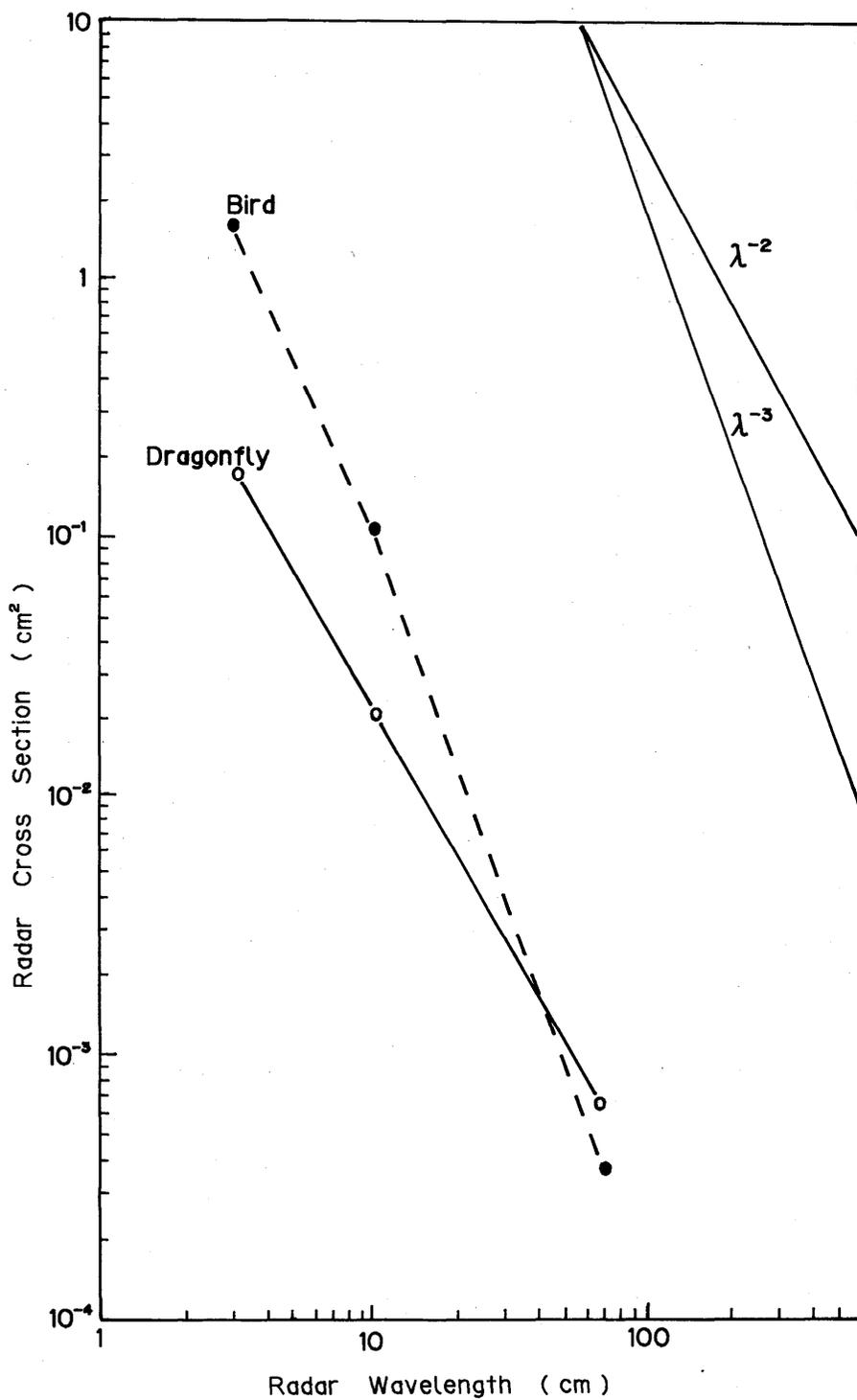


図 8.6 レーダ波長別であらわした昆虫類のレーダ反射断面積。

とによって、前に示した2種類の反射機構の解明が容易に可能となる。

事実、口絵写真8.1、8.2を比較すると、泡状熱対流からの反射と昆虫、鳥などからの反射は明らかに異なることがわかる。境界層内の泡状熱対流からの反射は、前述したように日射量、気温とよい相関のあることがわかっているが、ドップラーレーダ観測結果などからも、電波屈折率の急変によって反射が生じていると考えるのが妥当であろう。

世界各国の研究によって、昆虫、鳥などのレーダ反射断面積の大きさもほぼわかってきており、レーダ観測が盛んに行われている。今後、これら昆虫類の行動を調べるための有効な観測手段としてレーダ観測が利用されてくると思われる。

参 考 文 献

- Atlas, D., 1964: Angels in focus. Proc. 11th Weather Radar Conf., 2-5.
- Battan, L. J., 1963: The vertical velocities of Angel echoes. Proc. 10th Weather Radar Conf., 309-315.
- Frisch, A. S., R. B. Chadwick., W. R. Moninger. and J. M. Young, 1976: Observation of boundary-layer convection cells measured by dual-Doppler radar and echosonde and by microbarograph array. Boundary-Layer Meteor., 10, 55-68
- Geotis, S. G., 1964: On sea breeze "Angles", World Cont., Radio Met. Inc, 11 the Weather Radar Conf. 6-9
- Glover, K. M., K. R. Hardy, T. G. Konrad, W. N. Sullivan, and A. S. Michaels, 1966: Radar observations of insects in free flight. Science, 154, 967-972
- Hardy, K. R., and I. Katz., 1969: Probing the clear atmosphere with high power, high resolution radar. Proc. IEEE., 57, 468-480.
- Konrad, T. G., 1970: The dynamics of the convective process in clear air as seen by radar. J. Atmos. Sci., 27, 1138-1147.
- Lofgren, G. R., and L. J., Battan, 1969: Polarization and vertical velocities of dot angel echoes. J. Appl. Meteor., 8, p. 948.
- Meyer, J. H., 1971: Radar observations of land breeze fronts, J. Appl. Met., 10, 1224-1232.
- Rowland, J. R., 1972: Intensive probing of clear air convective fields by radar and instrumented drone aircraft. Proc. 15th Radar Meteor. Conf., 321-326
- Tatarski, V. I., 1961: Wave propagation in a turbulent medium. McGram-Hill Book Company, New York.
- Yanagisawa, Z., 1970: Observation of angel echoes by 8.6-mm radar. Proc. 14th Radar Meteor. Conf., 79-81.
- Yanagisawa, Z., 1979: Observation of angel echoes by 8.6-mm radar. Pap. Met. Geophys., 30, 111-121
- Yanagisawa, Z., 1978: Radar observation of sea breeze fronts. Proc. 18th Radar Meteor. Conf., 45-48

第9章 波浪の観測*

9.1 はじめに

従来、海岸近くに設置された気象レーダまたは船舶レーダには、sea-echo あるいは sea-clutter と呼ばれる、波浪による散乱エコーがあることが認められていた。例えば門脇 (1962) は室戸岬レーダを用いて、成田・鳥居 (1967) は函館山レーダを用いて、目視による風力階級とレーダに映る sea-echo の大きさまたは受信電力の間に定性的な関係があることを報告している。その後、測器による波高観測とレーダとの比較観測が行なわれた。例えば城野・榎嶋 (1978) は富士山レーダと大島の波高との比較を、永田・青山 (1979) は啓風丸等の気象レーダ及び種ヶ島レーダと啓風丸で得られた波高との比較を行なった。しかし両者とも受信電力は必ずしも波高に比例しないことを報告している。受信電力が波高よりも、むしろ海上風とよい相関を持つことは、磯崎・梯 (1982) の最近の観測結果によっても示されている。

気象レーダのパルス幅は一般に数 μs で、距離分解能は数百 m である。海の波の波長は普通もっと短い。そこでこのパルス幅を短かくすると、PPI 画面で海のうねりのパターンをみることができる。例えば船舶レーダは距離分解能が高いので、原見 (1977) のようにうねりの波向や波長を観測することができる。船舶の航行にとって、海上の広範囲の波高分布を知ることは、非常に大切である。従って船舶レーダの PPI 画面にでるうねりのパターンを解析して、波高を推算する調査も行なわれている (萩野他、1985)。

ドップラーレーダによる波浪の観測は、アメリカの Johns Hopkins 大学の Pidgeon (1968) によって行なわれたので最初であろう。彼によると散乱体の速度は、水平偏波の方が垂直偏波で測定したものより早く、大体 $1\sim 3\text{ m/s}$ の値であった。アメリカ海軍でもドップラーレーダを用いた観測は行なわれているようであるが、野外観測の結果はあまり公表されていない。

気象研究所は 1980~1982 年に、電波研究所鹿島支所と共同で、鹿島の C バンド (5.6 cm) のドップラーレーダを用いて波浪の観測を行なった (Shibata 他、1985)。その結果から速度の異なる幾つかの散乱体が存在するを見出した。その後、気象研究所は 1984、1985 年度に銚子と鹿島に X バンド (3 cm) の可搬型ドップラーレーダを設置し、波浪の観測を行なった (鹿島は 1985 年度のみ)。ここでは 1984 年度の観測結果について述べ、1985 年度については別の機会に報告する。

9.2 銚子における観測の概要

図 9.1 に銚子のレーダ観測に用いた観測施設の位置を示した。A は銚子市黒生海岸に設置した X

* 柴田 彰：海洋研究部、磯崎一郎：気象庁海上気象課

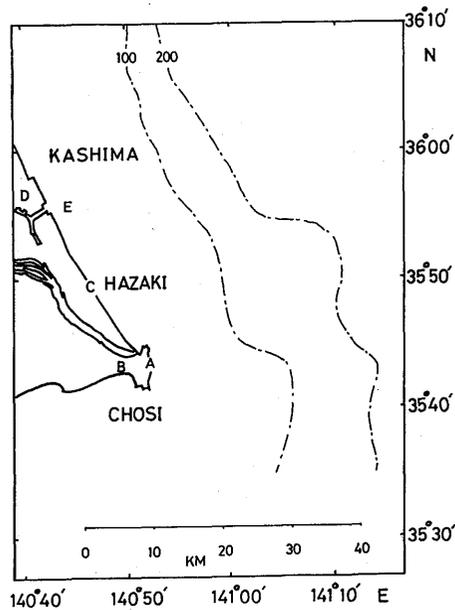


図 9.1 観測施設の位置図

バンド (3 cm) のドップラーレーダ、B は銚子地方気象台、C は気象研究所物理気象部が波崎に設置している気象観測施設、D は電波研究所鹿島支所の C バンドドップラーレーダ、E は第 2 港湾建設局の超音波式波高計である。A のレーダのアンテナの高さは海面から 20 m である。海は方位 355° から時計回りに 155° まで見ることができる。波崎の観測施設は平坦な砂丘の上であり、風向が北東の場合、そこで測られる風速は海上風とほぼ等しいと考えられる。実際、雨が降っている場合、ドップラーレーダで測った雨滴の水平速度は波崎の風速とほぼ等しかった。

観測は 1984 年 11 月 20~22 日、12 月 5~8 日に行なった。図 9.2 は 2 つの期間の波崎における風向風速である。気圧配置は初めの観測では冬型で、後の観測では寒冷前線が通過して冬型になった。しかしこの冬型は両者とも北高型で、全般に天気が悪く、11 月 20 日、12 月 5~6 日には雨が降っていた。

9.3 観測結果

9.3.1 ドップラースペクトル

ドップラースペクトルは、レーダのアンテナの方位を固定して、観測された I, Q シグナルを使って計算する。このレーダの繰り返し周波数は 2,000 Hz で、1 回の取り込み時間は 0.6 秒なので、それぞれ 1,200 個の I, Q シグナルが得られる。そのうち初めの 1,024 個ずつの I, Q シグナルに対して、フーリエ変換を用いて、スペクトルが求められる。図 9.3 はその 1 例で、上記の 1 回分の観測を 36 個たしあわせて平均している。図の右側がレーダに近づく方向である。時刻は 1984 年 11 月 20

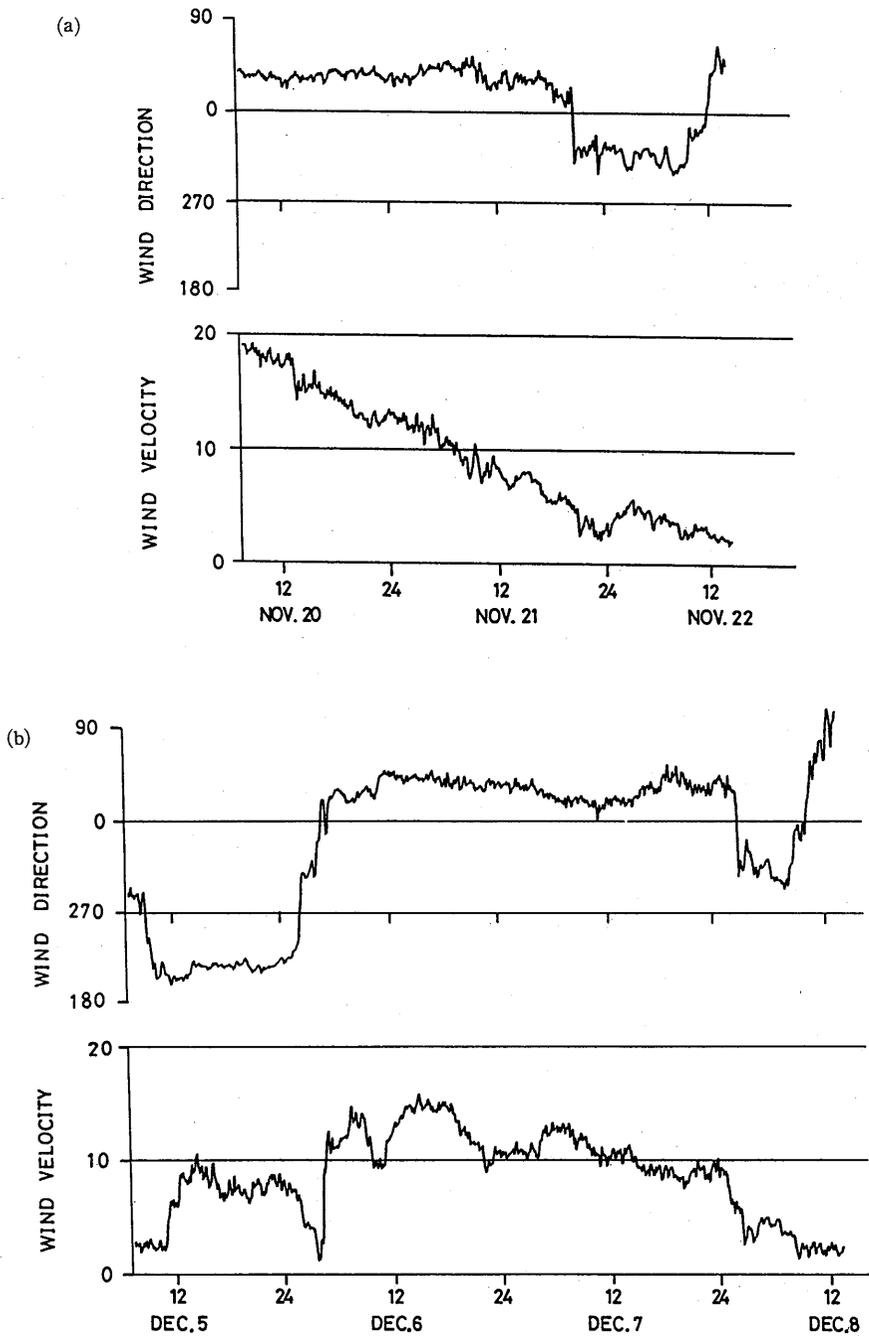


図9.2 観測期間中の波崎における風向・風速 (a) 1984年11月20日~22日、(b) 1984年12月5~8日

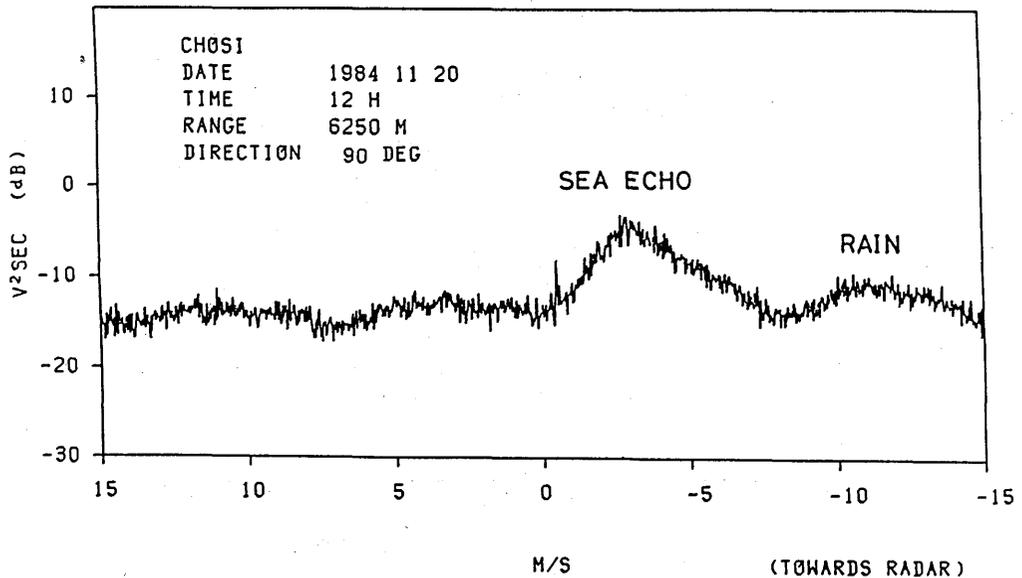


図 9.3 Xバンドドップラーレーダで観測されたドップラーспекトル

日正午で、ビームの方位は 90° 、仰角は -0.5° である。銚子地方气象台によると平均 3 mm/hr の雨が降っていた。図 9.2 を参照にすると、その頃の風向は北東で、風速は 18 m/s である。図 9.3 をみると、レーダに近づく方向に、速さが 2.6 m/s と、 10.5 m/s の 2 つのピークがあることがわかる。前者は波浪の反射を、後者は雨滴の反射を表わしていると考えられる。このようにドップラーレーダは、両者の速さが違うので波浪の反射と雨滴の反射を区別することができる。

9.3.2 受信強度・ドップラー速度と海上風速・波高との関連

このレーダは PPI 画面で、平均の受信強度とドップラー速度の大きさが色別でそれぞれ表示され、大変みやすくなっている。口絵写真 9.1 がその例である。日時は 1984 年 12 月 6 日 14 時で、風は北東約 14 m/s である。受信強度とドップラー速度はともに色別で 8 階級に分類してある。速度の分布をみると、北東に最大速度がみられ、南東に視線方向の速度が零である方向がみられ、風向とよく対応していることがわかる。

次に観測された受信強度とドップラー速度が海上風速と波高のどちらに相関がよいかを調べた。図 9.4 がその結果である。風速は波崎における値で、風向は北東の場合のみ選んである*。受信強度は PPI 画面で強度が 1 と 2 の間の距離と定義し、単位は km である。測定は雨がないうちのみ行なった。ドップラー速度は図 9.3 にみられる波浪の反射のピークの値である。この値は、レーダからの距離 3 km のものであるが、結果は距離にあまり依存しない。図 9.4 をみると、受信強度・ドップラー速度ともに波高よりも海上風速と相関が良いことがわかる。波高との相関が悪くなる 2 つの原因が考えられる。1 つは 12 月 6 日の早朝のように、寒冷前線が通過し北東からの 10 m/s 以上の強

* 風向が西よりの場合、波崎の風速が海上の風をどの程度代表しているか不確定であるから除外した。

風が吹いたのに、波高が高くなっていない例が含まれていること。もう1つは11月22日のように前々日から北東の風が吹き続け波高が高くなっているのに、風速が弱い例が含まれていることである。

一般に入射角が中間領域(20~80°)においては、マイクロ波の海面における後方散乱は Bragg 散乱によるといわれている。しかし今回のように入射角が90°前後の、アンテナを水平方向に向けた観測では、散乱機構はまだ十分にわかっていない。図9.4の結果は、散乱体は風によって直ちに生じる小さな波であり、その波は大きな波の波高にあまり影響されず風の影響を受けていることを示唆している。このことは1985年度の観測結果でも示されている。

9.3.3 風速が大きい時のドップラー速度と受信強度の連続記録

11月20日午前は20 m/s近い北東の風が吹いていた。海面は泡立ち、時々しぶきが立っていた。図9.5はAスコープから読み取った平均ドップラー速度と受信強度の約10分間の記録である。図の上が速度で、下が強度である。速度の向きはレーダに向う方向で、実際はマイナスであるが、便宜上プラスにとってある。時刻は図9.3と同じで、ビームの方位及び仰角も同じである。平均ドップラー速度をみると、大体3~5 m/sであるが、時々10~14 m/sの大きな値がみられる。推測であるが、これは海面にしぶきが時々立ち風の速さで流される水滴からの反射ではないかと思われる。その時、強度も強くなっているようにみえる。

次に受信強度のスペクトルを求めて、どの時間的スケールが卓越するか調べてみた。このレーダのパルス幅は1 μsで、距離分解能は150 mである。従って海の波の波長が150 m以下のものは、レーダの強度の変動には寄与しないと推定される。一般に海の波の波長Lと周期Tには次式が成立する。

$$L = \frac{g}{2\pi} T^2 \quad (9.1)$$

ここでgは重力加速度である。Lを150 mとすると、Tは約10秒であるから、上の波長との議論と同様に、周期10秒程度以下のもののスペクトルの値は小さいと思われる。図9.6にレーダの強度のスペクトルを示した。この図から、周期の長いものの変動が卓越することがわかる。この図で周期の短い所でぎざぎざしているのは、読み取り誤差が原因と思われる。一方、同時刻の鹿島港の波高スペクトルを図9.7に示した。この図から周期5~6秒に風浪のピーク、周期10秒前後にうねりのピークがみられる。図9.6と9.7を対比してみると、レーダの受信強度のスペクトルは、波高スペクトルを反映していないことがわかる。同じ手法を、パルス幅の小さいレーダに適用した時どうなるかの問題は、将来の調査に残されている。

9.4 まとめ

この報告では主に1984年度に行なわれた観測結果について述べた。観測は1985年度も行なわれ

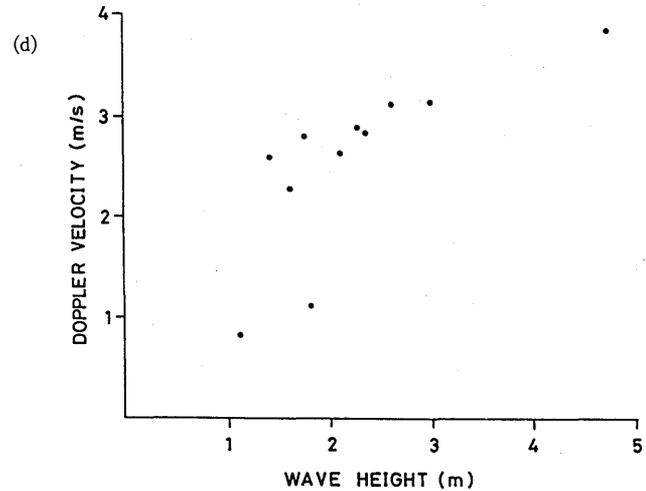
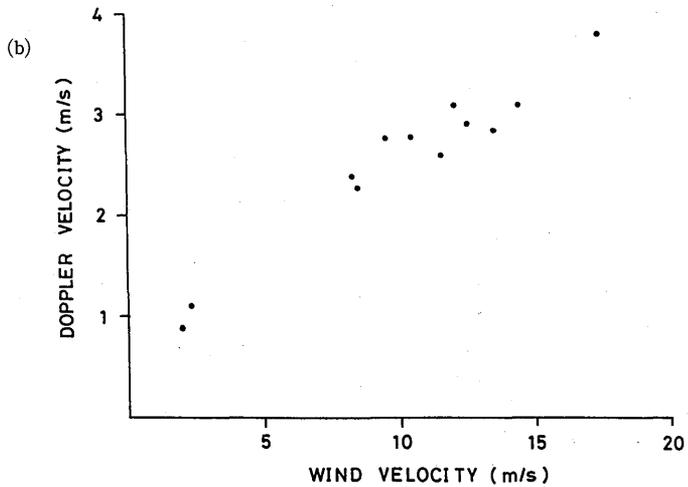
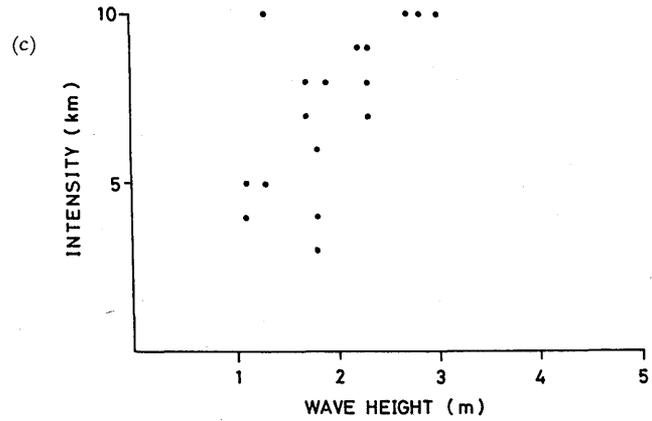
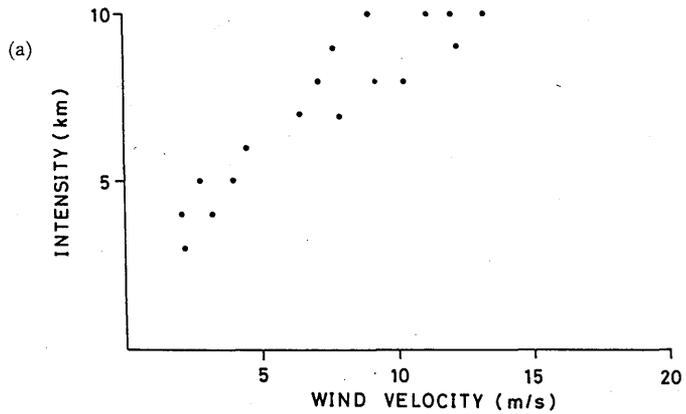


図 9.4 海上風速・波高と受信強度・速度との関連 (a) 海上風速と強度、(b) 海上風速と速度、(c) 波高と強度、(d) 波高と速度

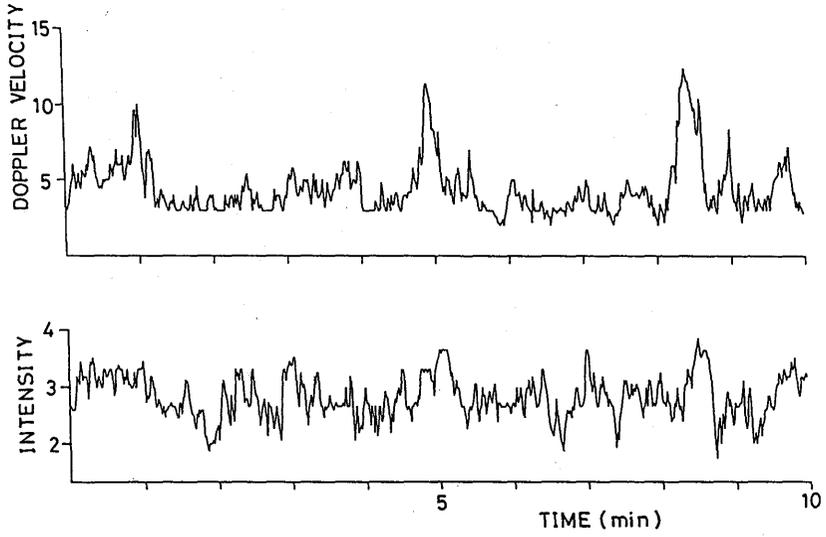


図9.5 ドップラー速度と強度の連続記録 (11時20日12時)

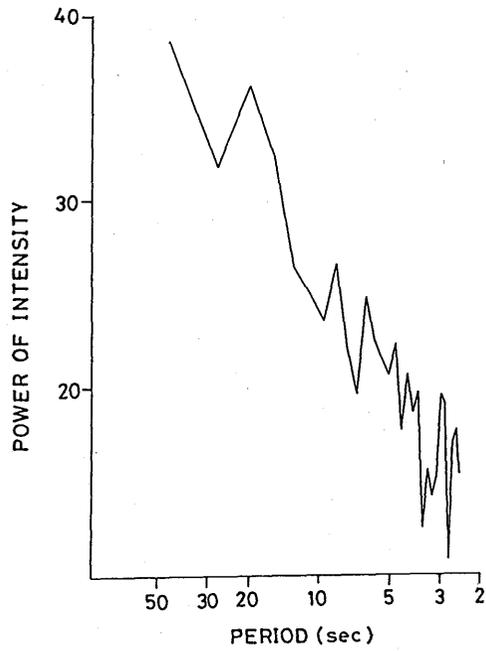


図9.6 図9.5の強度のスペクトル

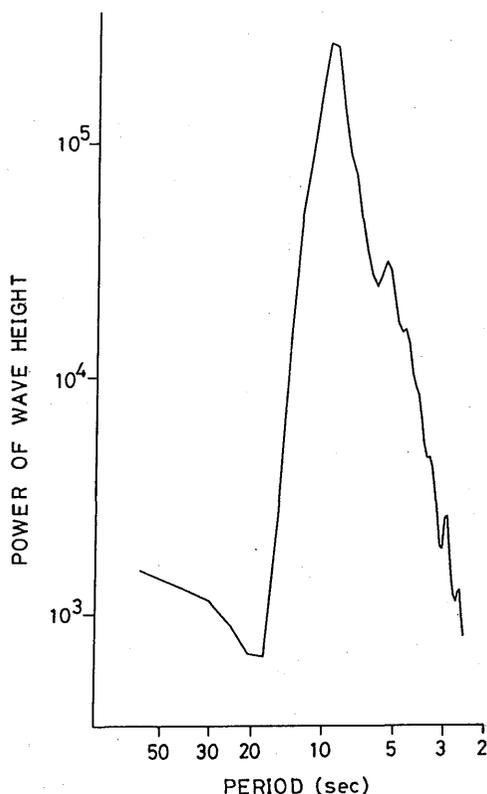


図 9.7 鹿島港の波高のスペクトル (11月20日12時)

ており、9.3で述べた以外の新しい知見も得られている。従って、ここでのまとめは中間報告の形になるが、予測も交じえてドップラーレーダで波浪の観測を行なう利点を述べてみたい。

これまでも気象レーダのPPI画面で受信電力を見ていると、風向がある程度推測できた。即ち風上側が受信電力最大で、風下測が最小である。しかしこれはビームの中に林や建物などの異物がはいたり、海流などの流れがあったりすると、電力が変化し、それ程単純ではなかった。しかしドップラーレーダの速度のPPI画面を見ていると、風向が正確にわかるようになる。これはマイクロ波の海面における散乱体が、風によって直ちに生じる小さな波であると考えられるからである。この波はそれが乗っている波長のより長い波の進行方向とはあまり関係なく、観測時点の風の吹く向きに動いている。このことは急激な風向変化のおきる寒冷前線が通過する際、顕著である。実際、そのことは1985年度の観測で確かめられた。一方、ドップラー速度と風速との関連については、図9.4(b)のように、風速が20 m/s未満では、ほぼ線形であると見られる。しかしこの線形性が20 m/s以上でどうなるかは、1985年度の観測でもデータがないので、まだ未知の問題である。

銚子に設置されたレーダのアンテナの海面からの高さは20 mで、見通し距離は約18 kmである。しかし海上ではラジオダクトが生じやすく、実際、風が強いと20~30 km沖合まで見え、40 km以

上になることもしばしばあった。気象レーダの標高は一般にもっと高く、レーダで監視できる距離は長くなると考えられる。従ってドップラー化されれば、沖合から強風域が接近してくる様子が良く観測され、これが風についての短時間予報に利用できるのではないかと考えられる。

これまで海岸近くにある気象レーダでは海面の反射と雨滴の反射を区別することは困難であった。しかしドップラーレーダでは、海面の散乱体の速度と雨滴の速度は大概違うので、ドップラースペクトルで両者を区別することができる。しかしその場合でも、風速が強いと、海面にしぶきが立ち、その分だけ強度が強くなり、正確な雨量の推定は難しくなる。従って、しぶきの量に関する補正が必要となろう。

気象レーダの受信電力から波高を推定する試みは、9.1で述べたように、これまでもそれ程良くは行っていなかった。今回の観測でも図9.4(c)のように、波高と受信強度(9.3.2で定義)との関連は単純ではないようである。将来もその相関が良くなる見通しはあまり立てられない。また9.3.3で述べたように、レーダの距離分解能が数百mである限り、受信強度のスペクトルは、海の波の大部分のエネルギーが集中する周期10数秒以下の波のスペクトルを反映しない。しかし以上のことはパルス幅が数 μs の場合の話であり、船舶レーダのようにパルス幅が0.1 μs で距離分解能が15mと高くなると、PPI画面にうねりのパターンが写し出され、それから波高を推定できる可能性はある。しかしドップラー化することと、パルス幅を小さくすることは、相反することなので、レーダの仕様を切換えて用いる必要があると考えられる。

終りにこの研究を進めるにあたり、暖かい御援助をいただいた台風研究部柳沢善次主任研究官、石原正仁研究官に厚く感謝いたします。またデータの提供をいただいた銚子地方气象台、気象研究所物理気象部、電波研究所鹿島支所、第2港湾建設局の各機関の関係官にも厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 萩野芳造他7名、1985：船舶用波浪観測レーダ、日本無線技報、No. 23, pp. 16-21.
- 原見敬二、1977：船用レーダによるうねりの回折観測、大阪管区府県気象研究会誌(昭和52年)、pp. 53-54.
- 磯崎一郎、梯 武浩、1982：気象レーダのシークラッターと海上風関係、気象研究所報告 Vol. 33, No. 1, pp. 35-47.
- 城野光昭、榎嶋邦夫、1978：富士山レーダによる sea clutter の基礎的調査、研究時報、30 巻別冊、pp. 97-99.
- 門脇俊一郎、1962：Sea-echo とその利用(その1)、海と空、38、13-23.
- 永田三和、青山道夫、1979：五島灘における2船協同ならびに九州西方および種ヶ島周辺海域の4船協同海上気象観測報告、波浪と気象レーダによるシークラッターについて、神戸海洋气象台彙報、197、31-43.
- 成田信一、鳥居 貢、1967：シークラッターと波浪、気象研究ノート第90号、気象レーダ特集号第7章、pp. 306-315.
- Pidgeon V. W., 1968: Doppler dependence of radar sea return, J. Geophysical Research, 73, 1333-

1341.

Shibata A., et al., 1985 : Doppler spectra of microwave radar echo returned from calm and rough sea surfaces, *The Ocean Surface*, Y. Toba and H. Mitsuyasu (eds.), D. Reidel Publishing Company, pp. 263-268.

第10章 結び—将来の展望・課題*

わが国においては気象庁以外においても、気象レーダの高度利用が進められている。たとえば電波研究所の鹿島支所では、衛星マイクロ波通信の研究のためドップラーレーダによる雨域の解析がなされ、類似のものが国際電気研究所により山口衛星通信所（山口県）及び高萩通信所（茨城県）において実施されている。また建設省では豪雪地帯でレーダ観測の利用が進んでいる。電力会社も山岳地帯の雨観測や雷監視にレーダを用いている。

このようにレーダ利用の高度化に対し、社会的要求が高まっている現在、我々はさらにこの改善と利用方法の拡大を進めるべきである。そこで将来の気象業務あるいは研究のため、さらに開発研究を進めるべきものを以下に列挙する。

(1) 装置を含む観測方法の改善

① ドップラー強風測定の改善

周知のようにパルス繰返し周期による制約のため、風速のドップラー測定ではある風速以上は単純には不可能である。もちろん周辺の風速分布状況から、この制約を越えて風速を決定することが出来る。これを常に自動的に決定する方法を確立すべきである。

② エコートップ高度の測定精度の改善

アンテナのサイドローブのため積乱雲等の雲頂高度の決定には誤差が大きい。この問題を解決することは以前からの課題である。対流活動を明確に示すためにも、また航空気象上からも強く希望されているものである。

③ 局所的の強い風シア検出方法の改善

これは微気象的にも航空気象上からもきわめて重要なものである。後述の(2)(3)で強く要求されるものとなる。

④ エコー処理における並列の複数マイコン利用の開発

ドップラー処理を含むエコーデジタル処理は、多くの場合大型電算機に依存している。このままではデータ処理高度化は限られた施設だけのものとなる。これを改善するには、複数のマイコンの並列運転による処理が考えられよう。このため従来の大型電算機のパイプライン処理法ではなく、複数の安価な電算機を利用する並列処理法を開発すべきである。

メモリーストレージにもビデオテープレコーダ利用のテープが使用されるべきである。

* 内藤恵吉：気象衛星研究部

⑤ VHF 帯ドップラーレーダによる風鉛直分布等の測定法の改善

1965 年前後から VHF ドップラーレーダによる風測定が試みられてきた。電波反射体は気温の不均一の乱れである。最近の 10 年間電離層、中層大気等の高層大気探測のため、京大の Mu レーダのような超大型の VHF レーダが少くとも 10 数箇所以上設置されるにいたった。これらのレーダでは、いわば副産物的にきわめて容易に（晴雨に抱らず）風速測定が可能であることを示している。われわれは当面超高層は対象とする必要はなく、精々下部成層圏までで良いと思われる。従って超大型 VHF レーダでなくてよい。問題は雑音電波の影響除去にあると思われるが、パッシブ的な除去法だけでなく、アクティブ的な除去法も併用する価値があろう。

なおこのレーダは圏界面の検出も可能であるが、実用的な方法を確立すべきである。

(2) 気象解析

① 台 風

継続して研究すべきことはいうまでもない。台風が日本近傍にある場合と上陸後の場合に一応は限られるが、湿潤気流の流入の構造の精密な解析は、台風の変質、進路等に非常に有効な資料を与えらると思われる。台風による集中豪雨の予測の発展には、欠くことの出来ないステップであろう。

② 集中豪雨雪

台風に伴うものは上記の通りであるが、停滞降雨帯性あるいは地形要因性等について、気流系の詳細な観測、解析はドップラーレーダによって始めて行われる。この詳細な解析こそが集中豪雨雪の予報への道を開くと思われる。

③ 雷雨、雹、竜巻、突風

これらは米国、英国で大きな進展を見ているが、すべてドップラーレーダの利用の結果である。我が国においても一般的な予警報のためだけでなく、航空気象その他特殊の分野の要望に応えるよう、研究を進めるべきである。

④ 航空気象

今までの項目内で述べたことのほかに、晴天乱流がある。これには(1)⑤で述べた VHF レーダが最も有効と考えられる。空港周辺の乱気流に対しては、VHF レーダを試みた例を聞かないが、周囲環境のいわゆる雑音に対して、基礎から実験的に対策を研究すべきであろう。しかし空港からある方向で離れた地点で監視することが、その空港にとって有用であるならば、そこで VHF レーダの利用を考えることは、晴雨に関係しないという点で非常に興味あるものである。

空港周辺の乱気流及び風シアの観測について、現時点で実用化されているものは、ドップラーソーダ（音響レーダ）とマイクロ波ドップラーレーダの併用である。前者は非降雨時及び弱雨時（すなわち強雨時を除く場合）に用いられ、後者は降雨時に用いられて相補的である。これらの利用は米国、欧州では盛んであるが、まだ最近のことである。効果的な利用方法の確立は今後の問題である

ので、わが国においてもこの方面の開発を進めるべきであろう。

⑤ 雲物理、境界層等の研究

雲物理ではふるくからレーダは利用されてきたが、今後も益々利用されることはいうまでもない。ここにこまかく述べる必要はないが、気象の人工調節の面などでは実用的にも必須の手段である。

境界層では山岳による晴天乱流の発生の観測などに用いられてきた。今後もこの種の研究と、本報告にも述べられているような境界層内の空気塊の移流・拡散の問題と大いに利用されるであろう。しかし、ドップラーソーダもこの種の研究に活用されていることも留意すべきである。

⑥ 海況観測

海の波浪観測にレーダを利用する研究は、気象レーダの利用開始とともに試みられてきた。現在ドップラーレーダによる観測が再び試みられてきたのは、一つには人工衛星搭載のマイクロ波散乱計による波浪観測の実験に伴って、現われてきたと考えられる。この衛星観測は今後の重要な課題であるので、開発の基礎として、海岸あるいは船舶のドップラーレーダによる解析を、より精密化することが望まれている。衛星波浪観測が実用的になった段階でも、衛星観測の常として、いくつかの基準測定箇所が必要であり、海岸（あるいは島）設置のレーダ観測が要求される。

以上不備な点を恐れるが、あえて述べた。将来多少でも役立つことを願って本章を終える。

Figure Captions

- Photo 2.1 Doppler PPI echo display, elevation 3.3°, range marker 20km, 09h 02m 23, June 1981.
- Photo 6.1 Example of PPI display showing horizontal distribution of Doppler velocity observed at 040626 JST, January 25, 1985.
- Photo 6.2 Example of REI display showing vertical cross-section of Doppler velocity observed at 034821 JST, January 25, 1985.
- Photo 7.1 Chaff echoes of X-band Doppler radar on 16 Oct 1984 at 12: 47: 59.
- Photo 7.2 Same as in Photo. 7. 1 except at 13: 08: 21.
- Photo 7.3 Same as in Photo. 7. 1 except on 18 Oct 1984 at 14: 02: 20.
- Photo 8.1 PPI display of Doppler velocity field showing angel echo motion at 175930 JST, October 3, 1985.
- Photo 8.2 PPI display of Doppler velocity field showing insect-like motion at 164230 JST, October 4, 1982.
- Photo 9.1 Sea clutter shown on PPI display. The photography above shows intensity, and the bottom one Doppler velocity. It shows the north-east wind.
-
- Fig. 1. 1 Basic system of the block diagram of the orthogonal phase detector.
- Fig. 1. 2 Vector representation of Doppler radar return.
- Fig. 1. 3 Aliasing effect of Doppler frequency in pulsed radar system.
- Fig. 1. 4 Doppler spectra of precipitation echo. (Left) non-aliasing, (Right) with aliasing.
- Fig. 1. 5 Block diagram of the 5.7 cm wavelength Doppler radar.
- Fig. 1. 6 Block diagram of the pulse pair processor.
- Fig. 1. 7 Block diagram of the 3.1 cm wavelength Doppler radar.
- Table.1.1 The characteristics of the programming language.
- Fig. 2. 1 Geometry of scan for wind measurements by VAD technique.
- Fig. 2. 2 VAD pattern made by wind and particle's fall speed.
- Fig. 2. 3 VRD pattern accompanied by aliasing effect.
- Fig. 2. 4 VAD patterns with examples of actual results. (Left) no turbulence, (Middle) with turbulence, (Right) with non-uniformity of fall speed.
- Fig. 2. 5 Correction of VAD pattern accompanied with data discontinuity in azimuth direction. (Left) before correction, (Right) after correction.
- Fig. 2. 6 Height distribution of standard deviation for VAD pattern shown by elevation angle as parameter. 21h July 2, 1980.
- Fig. 2. 7 As in Fig. 2. 6 except for 09h July 9, 1980.
- Fig. 2. 8 Comparison of wind profiles between radar of several elevation angles and sonde. 21h July 2, 1980.
- Fig. 2. 9 Comparison of wind profiles between radar with elevation angle of 30° and sonde. 21h July 2, 1980.
- Fig. 2. 10 As in Fig. 2.8 except for 09h July 9, 1980.
- Fig. 2. 11 As in Fig. 2. 9 except for 09h July 9, 1980.
- Fig. 2. 12 Standard deviations of radar wind data for various elevation angles compared with sonde data in 1980.
- Fig. 2. 13 Relationship between correlation coefficient and error rate, 9h June 12, 1981.
- Fig. 2. 14 Height distribution of errors for VAD patterns shown by elevation angles as parameter. 09h

- June 12, 1981. (Left) correlation coefficient, (Right) standard deviation.
- Fig. 2. 15 Correction of data missing of VAD. (Left) before correction, (Right) after correction.
- Fig. 2. 16 Height profiles of correlation coefficient before and after correction of data missing of VAD. 09h June 12, 1981.
- Fig. 2. 17 Comparison of wind profiles between radar and sonde. The radar data at altitude higher than that shown by the arrow was obtained by correction of VAD data missing.
- Fig. 2. 18 As in Fig. 2. 9 except for 09h June 12, 1981.
- Fig. 2. 19 Geometry for observing the velocity of a raindrop V by two Doppler radars. V_1 and V_2 are Doppler velocities observed by Radar 1 and Radar 2, respectively. R_1 and R_2 are distance between raindrop and radar.
- Fig. 2. 20 Location of the Doppler radars. The observation domains are shaded.
- Fig. 3. 1 Track of Typhoon 8124 together with its central pressure.
- Fig. 3. 2 Synoptic charts at 500-hPa level and at sea level for 21 JST on October 22, 1981. Solid and dashed lines represent geopotential height ($\times 10$ m) (or sea level pressure, hPa) and temperature ($^{\circ}\text{C}$) (or equivalent potential temperature, K), respectively.
- Fig. 3. 3 Contour map of equivalent blackbody temperature observed by GMS for 2040 JST on October 22, 1981. Contours are at 20°C intervals. Light and heavy shadings are areas with temperatures below -60°C and -70°C , respectively. The hatched shading indicates the core of the rainstorm. The position of the center of Typhoon 8124 is also shown.
- Fig. 3. 4 Radar echo map observed by the Mt. Fuji radar and vertical profiles of potential temperature θ , equivalent potential temperature θ_e , and saturation equivalent potential temperature θ_e^* at 21 JST on October 22, 1981 at Sendai, Tsukuba, Hachijojima, Wajima, Hamamatsu, Shionomisaki and Chichijima. Wind profile is also shown. Full barb for wind is 5 ms^{-1} . In shaded areas radar reflectivity exceeded 32 dBZ. The solid circle indicates the effective position of the Hamamatsu upper-air sounding which was made about one hour later than the indicated time.
- Fig. 3. 5 Local map of the rainfall amount (mm) during the previous one hour, wind velocity, surface air temperature ($^{\circ}\text{C}$) and the position of convergence line at 18 JST on 22 October 1981. Light, heavy and solid shadings indicate areas with hourly rainfall amount of more than 8 mm, 16 mm and 32 mm, respectively. Surface air temperature is indicated only in the southeastern part of the Kanto district where the land is relatively low. The convergence line is indicated by a thick dotted line. The wind velocity at Mt. Tsukuba (876 m above sea level) is shown by a bold arrow.
- Fig. 3. 6 As in Fig. 3. 5, except for 21 JST.
- Fig. 3. 7 As in Fig. 3. 5, except for 24 JST. The axis of an elongated divergence area is indicated by a double line.
- Fig. 3. 8 Record of the rainfall intensity meter at Tsukuba.
- Fig. 3. 9 Relative positions of Tsukuba and the cross-sections (C_1 , C_2 and C_3) in Figs. 3. 10-3. 12 to the typhoon center. Circles indicate the cylinders in which the mass budget was calculated. Radar echoes observed by the Mt. Fuji radar is illustrated schematically.
- Fig. 3. 10 Mesoscale features of the rainstorm in the northern part of the rainstorm. (a) NW-SE vertical cross-section of reflectivity (dBZ) and Doppler velocity (ms^{-1}) (positive north-westward). Bold arrows on the abscissa indicate the position of the surface convergence line. Precipitation echo in the blank area on the northwestern side was contaminated with ground clutter. (b) Time-height section of reflectivity and vertical air velocity. The samples were

collected every 30 seconds. Solid lines in the lower part are isopleths for 4, 2, 0, and -2 ms^{-1} .
 (c) Cylindrical representation of Doppler velocity and mean vertical velocity in the circular area and vertical profiles of horizontal divergence and vertical velocity.

- Fig. 3. 11 As in Fig. 3. 10, except for the middle part of the rainstorm.
- Fig. 3. 12 As in Fig. 3. 10, except for the southern part of the rainstorm.
- Fig. 3. 13 Horizontal distribution of reflectivity at the 5-km and 2-km levels in the southern part of the rainstorm.
- Fig. 3. 14 Schematic illustration of the rainstorm which occurred to the north of the center of Typhoon 8124 (Gay) in the transformation stage into an extratropical cyclone.
- Fig. 3. 15 Track of Typhoon 8305. The location of the storm center and the central pressure are indicated every 24 hours.
- Fig. 3. 16 Weather charts at the surface (a) and at 500 hPa (b) at 0900 JST 17 August 1983.
- Fig. 3. 17 Distribution of radar echoes observed by the Mt. Fuji radar at 0700 JST 17 August 1983. Arrows indicate the location of the rainband.
- Fig. 3. 18 PPI pattern of reflectivity observed by the Tsukuba 5-cm Doppler radar at 0710 JST 17 August 1983. Elevation angle is 0.9° . Arrows indicate the rainband under discussion. Contours start at 20 dBZ with a 5 dB increment. Areas with reflectivity greater than 30 dBZ are shaded.
- Fig. 3. 19 Hodograph of mean winds deduced from the dual Doppler radar observation. The mean motion of echoes in the rainband \mathbf{V}_e , the storm center motion \mathbf{V}_c , and the echo motion relative to the storm center \mathbf{V}_{ec} are also shown.
- Fig. 3. 20 Vertical profiles of potential temperature θ , equivalent potential temperature θ_e , and saturation equivalent potential temperature θ_e^* observed at Tsukuba at 0830 JST 17 August 1983.
- Fig. 3. 21 Horizontal sections of reflectivity and horizontal air-flow relative to echoes in the rainband at 0.8 km level (a), 1.5 km (b), 2.5 km (c), 3.6 km (d), 4.5 km (e), and 6.1 km (f) at 0741 JST 17 August 1983. The increment of reflectivity contours is 5 dB. Areas with reflectivity greater than 30 dBZ are shaded. Mean wind at each level is indicated at the bottom of the figure. Solid squares indicate the locations of Doppler radars.
- Fig. 3. 22 The location of the composite cross-sections of Fig. 3.23~Fig. 3.28. The composite cross-sections are made in the area enclosed with the solid line A-A'-B'-B-A. Stippled shading indicates the area with reflectivity greater than 30 dBZ at 2.5 km level. The dashed line C-C' indicates the location of the REI scan by the 3-cm Doppler radar as shown in Fig. 3.29. The observation domain is divided into three parts, the outer side, the rainband, and the inner side.
- Fig. 3. 23 Composite vertical cross-section of reflectivity (Z_e) in the radial direction from the typhoon center. The cross-section is made from the data shown in Fig. 3.21. The composite area is shown in Fig. 3.22. The contour interval is 5 dB and areas with reflectivity greater than 30 dBZ are shaded. Horizontal axis is indicated by the radial distance from the storm center.
- Fig. 3. 24 As in Fig. 3.23 except for the radial component of relative horizontal wind to the echoes in the rainband (V_r'). The contour interval is 1 m/s. Positive areas are shaded. The dashed line shows the contour of 30 dBZ.
- Fig. 3. 25 As in Fig. 3.23 except for the tangential component of relative horizontal wind (V_θ').
- Fig. 3. 26 As in Fig. 3.23 except for composite divergence. The contour interval is $2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. Positive areas are shaded.

- Fig. 3. 27 As in Fig. 3.23 except for divergence deduced from Vr' .
- Fig. 3. 28 As in Fig. 3.23 except for composite vertical velocity (W). The contour interval is 0.5 m/s. Positive areas are shaded.
- Fig. 3. 29 REI pattern of reflectivity (a), and Doppler velocity (b) observed by the 3-cm Doppler radar in the direction of 20 at 0737 JST 17 August 1983. The location of this section is indicated in Fig. 3.22. The contour interval is 5 dB and areas with reflectivity greater than 30 dBZ are shaded. Note that the vertical exaggeration is different from Fig. 3.23~Fig. 3.28. The dashed line in (b) indicates the contour of 30 dBZ.
- Fig. 3. 30 Horizontal sections of vertical velocity at 3.6 km level. Solid lines show contours of updraft starting at 1 m/s with a 2 m/s increment, and dashed lines show contours of downdraft.
- Fig. 3. 31 Track of Typhoon 8514. The location of the storm center is indicated every 6 hours and the center pressure is indicated every 24 hours.
- Fig. 3. 32 Weather chart at sea level for 21 JST on August 30 1985.
- Fig. 3. 33 Weather chart at 500-hPa level for 21 JST on August 30 1985. Solid and dashed lines represent geopotential height ($\times 10$ m) and temperature ($^{\circ}\text{C}$).
- Fig. 3. 34 Radarecho map observed by the Tsukuba radar on August 30-31, 1985. In hatched areas radar reflectivity exceeded 30 dBZ.
- Fig. 3. 35 Record of the rainfall the intensity meter at Tsukuba.
- Fig. 3. 36 Time evolution of the rainband observed by the Tsukuba radar. Areas in which radar reflectivity exceeded 35 dBZ are shown. In solid shading areas, radar reflectivity exceeded 40 dBZ.
- Fig. 3. 37 Doppler-derived horizontal wind and radar reflectivity. Solid lines are isopleths of radar reflectivity at 2.5dB intervals. In hatched areas, radar reflectivity exceed 30 dBZ.
- Fig. 3. 38 Horizontal sections of divergence (a) at 1 km (b) at 3 km and (c) at 5 km. Solid and dashed lines are isopleths of convergence and divergence starting at $\pm 5 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ with $1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ increment.
- Fig. 3. 39 Location of the composite cross-sections of Fig. 3.40-Fig. 3.44. Stippled shading indicates the area in which radar reflectivity exceeds more than 30 dBZ at 3 km level.
- Fig. 3. 40 Composite vertical cross-section of reflectivity (Z_e) in radial direction from the typhoon center. Isopleths are 2.5 dB intervals and areas with reflectivity greater than 30 dBZ are shaded.
- Fig. 3. 41 As in Fig. 3.40 except for relative wind to the rainband (V_r). The isopleths are 1 m/s intervals. The dashed line is isopleth of 30 dBZ. Positive value indicates the flow from the storm center.
- Fig. 3. 42 As in Fig. 3.40 except for the tangential component of relative horizontal wind (V_{θ}). Positive value indicates the flow to west.
- Fig. 3. 43 As in Fig. 3.40 except for composite divergence. The isopleths are at $3 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ intervals. Positive areas are shaded.
- Fig. 3. 44 As in Fig. 3.40 except for composite vertical velocity (W). The isopleths are at 1 m/s intervals. Positive areas are shaded.
- Fig. 4. 1 Chart of surface pressure at 21JST on 25 September 1981. Isopleths of surface pressure are at intervals of 4hPa.
- Fig. 4. 2 As in Fig. 4.1, except for the chart of 850hPa. Solid lines indicate contours at intervals of 60m. Dashed lines are isopleths of temperature at intervals of 3°C .
- Fig. 4. 3 Vertical profiles of potential temperature θ , equivalent potential temperature θ_e , and

saturation equivalent potential temperature θe^* at Tateno at 2030JST on 25 September 1981.

- Fig. 4. 4 Radar echoes by the Mt. Fuji radar at 21 and 23JST on 25 September 1981. Stippled and solid shading indicate echoes the intensity of which is equivalent to precipitation intensity exceeding 4 mmhr^{-1} and 16 mmhr^{-1} , respectively.
- Fig. 4. 5 Distribution of precipitation amount in the previous one hour observed by the Automated Meteorological Data Acquisition System from 23JST on 25 September 1981 to 02JST on 26 September. Dashed lines are isopleths of precipitation amount of 5 mmhr^{-1} , and solid lines are isopleths of precipitation amount starting at 10 mmhr^{-1} with 10 mmhr^{-1} increment.
- Fig. 4. 6 Time sequence of radar echoes by Tsukuba radar the intensity of which exceeds 35dBZ from 2113JST on 25 September 1981 to 0223JST on 26 September. The cross indicates the position of Tsukuba radar.
- Fig. 4. 7 Reflectivity and Doppler velocity of the 2-km level at 2349JST on 25 September 1981. The isopleths of reflectivity are at 5 dB intervals and regions with reflectivity exceeding 35dBZ are shaded. The isopleths of Doppler velocity start at $\pm 1 \text{ m/s}$ and its intervals are 2m/s. Regions with positive Doppler velocity are shaded.
- Fig. 4. 8 As in Fig. 4.7 except for at 0058JST on 26 September 1981. The solid line which extends to C indicates the direction of the vertical cross section in Fig. 4.12.
- Fig. 4. 9 As in Fig. 4.7 except for Doppler velocity at 3, 4, 5-km level at 0058JST on 26 September.
- Fig. 4. 10 As in Fig. 4.7 except for 0228JST on 26 September.
- Fig. 4. 11 As in Fig. 4.7 except for Doppler velocity at 3, 4-km level at 0228JST on 26 September.
- Fig. 4. 12 Vertical cross-section of Doppler velocity (a), and reflectivity (b), in the direction 175.8° . The isopleths of Doppler velocity start at -1 m/s and its intervals are 4m/s. Regions with Doppler velocity below -15 m/s are stippled. The isopleths of reflectivity are at 5dB intervals and regions with reflectivity exceeding 35 dBZ are stippled. Dashed lines indicate noise level of reflectivity.
- Fig. 4. 13 As in Fig. 4.7 except for at 2237JST on 25 September.
- Fig. 4. 14 Distribution of wind velocity observed by the Automated Meteorological Data Acquisition System from 23JST on 25 September 1981 to 02JST on 26 September. Thin wind symbols indicate 1m/s and thick ones indicate 5m/s.
- Fig. 4. 15 Map of surface temperature ($^\circ\text{C}$). L, X indicate the position of the cyclone and the center of cyclonic circulation. Surface air temperature is indicated only where the height is relatively low.
- Fig. 4. 16 Surface chart for 03JST on 28 January 1985. Isobars are at 4hPa intervals.
- Fig. 4. 17 Cloud photograph of GMS-III infrared imagery at 03JST on 28 January 1985.
- Fig. 4. 18 Time sequence of composite radar echoes by the Fukui and Niigata radars from 03JST to 06JST on 28 January 1985.
- Fig. 4. 19 Time sequence of radar echoes around the observation area of the Doppler radar at Kanazawa by the Fukui radar from 0330JST to 0700JST on 28 January. Elevation angle is 1.0° . The observation domain by Doppler radar is enclosed by a circle. Isopleths indicate reflectivity converted into precipitation intensity at 0.25 mmhr^{-1} intervals. The areas higher than 1,000m above sea level are shaded (0330JST and 0700JST). The location of cross sections in Fig. 4.21 is indicated by a solid line.
- Fig. 4. 20 Vertical distributions of potential temperature θ , equivalent potential temperature θ_e and saturation equivalent potential temperature θe^* before the passage of the cold front

- (0230JST) and after that (0830JST). Vertical distribution of winds is also shown.
- Fig. 4. 21 Vertical cross-sections of reflectivity (a) and Doppler velocity (b) nearly perpendicular to the orientation of the cold-frontal rainband. Time advances from up to down. Isoleths of reflectivity are at 5dB intervals. Regions with reflectivity exceeding 30dBZe are shaded. Isoleths of Doppler velocity are at 2ms^{-1} intervals. Regions with positive Doppler velocity are shaded. Bold arrow on the abscissa indicates location of convergence area.
- Fig. 4. 22 Time variation of meteorological elements at the Doppler radar site from 04JST to 07JST on 28 January 1985.
- Fig. 5. 1 Vertical profiles of potential temperature θ , equivalent potential temperature θ_e and saturation equivalent potential temperature θ^*e and hodograph observed at Tateno 0830JST 27 JULY 1983.
- Fig. 5. 2 Time sequence of the line echo observed by Tokyo radar. (1400-1600JST 27 July 1983)
- Fig. 5. 3 Distribution of horizontal winds V , and reflectivity Z_e (1449, 1503 and 1524 JST ; 1.0,3.0 and 5.0 km in height). The mean wind at each level is shown at the right-hand bottom of the figure, and the scale of wind vector at the left-hand bottom. Contours of Z_e are drawn from 15 dBZ at intervals of 5 dB. Areas exceeding 40dBZ are shaded. Small squares indicate the location of 3 and 5cm Doppler radars.
- Fig. 5. 4 As in Fig. 5-3 except for the wind subtracted from the mean wind at each level V' .
- Fig. 5. 5 Distribution of surface temperature determined from AMeDAS at 1500JST 27 July 1983. The location of the line echo is shown by stippling.
- Fig. 5. 6 Distribution of vertical velocity w and reflectivity factor Z_e . The times and levels are the same as in Fig. 5-3 Solid lines show updraft, and dashed lines downdraft. Contours of w are drawn from $\pm 1.0\text{m/s}$ at intervals of 5 m/s. Contours of Z_e are 15 and 40 dBZ, and areas exceeding 40 dBZ are shaded.
- Fig. 5. 7 As in Fig.5-1 except for at Tateno 0830JST 3 August 1984.
- Fig. 5. 8 Time sequence of the thunderstorm echo observed by Tokyo radar(1643-1800JST 3 August 1984). Dashed lines show the location of echoes at the times below.
- Fig. 5. 9 Distribution of horizontal wind relative to the moving thunderstorm V_s , and reflectivity Z_e (1719JST 3 August 1984 ; 1.0,2.5,4.0,5.5 and 7.0km in height). The movement of thethunderstorm is shown at the right-hand bottom of the figures. Contours Z_e are drawn from 15 dBZ at intervals of 5 dB. Areas exceeding 45 dBZ are shaded.
- Fig. 5. 10 Distribution of vertical velocity w , and reflectivity Z_e . The time and levels are the same as in Fig. 5-9. Solid lines show updraft and dashed lines downdraft. Contours of w are drawn from $\pm 3\text{m/s}$ at intervals of 5 m/s. Contours of Z_e are 15 and 45 dBZ, and areas exceeding 45 dBZ are shaded.
- Fig. 6. 1 Time sequence of the surface meteorological data at radar station, for snowfall amount, temperature (dot-dashed line), dew point temperature (dashed line) and wind.
- Fig. 6. 2 Area covered by Doppler rader and example of surface wind distribution.
- Fig. 6. 3 Temperature profile observed with radiosonde at radar station.
- Fig. 6. 4 Distribution of snowfall amount
- Fig. 6. 5 Doppler velocity zero line distribution derived from radar (dashed curve) and radiosonde (solid curve). Bracketed number shows beam height (m).
- Fig. 6. 6 Example of Doppler velocity zero line distribution at the times indicated. Bracketed number shows beam height (m).
- Fig. 6. 7 Rader reflectivity field (right ; oblique line area is $>30\text{dBZ}$) and Doppler velocity field (left ;

- oblique line area is positive velocity) derived from Doppler radar at the times indicated.
- Fig. 6. 8 Time sequence of snow echoes observed with the Fukui radar from 1600JST to 2100JST on 25 January 1985.
- Fig. 6. 9 Same as Fig. 6.8 except for the time.
- Fig. 6. 10 Time sequence of radar reflectivity field and Doppler velocity field. Oblique lines are the same as in Fig. 6.7
- Fig. 6. 11 Vertical cross-section of radar reflectivity (right ; oblique line area is $> 30\text{dBZ}$) and Doppler velocity (left; oblique line area is positive velocity) derived from REI observation.
- Fig. 6. 12 Same as in Fig. 6.10 except for the time.
- Fig. 6. 13 Upper : radar reflectivity. Lower : Doppler velocity
Composite vertical cross-section of radar reflectivity (Z_e), Doppler velocity (U , oblique line area is positive velocity) and vertical current (W , oblique line area is upward current area) from 1458JST to 1523JST on 27 January 1984.
- Fig. 6. 14 Same as Fig. 6.13 except for the time from 1504JST to 1518JST on 23 January 1984.
- Fig. 6. 15 Sea level pressure and geopotential height of 500-hPa level at 21JST on 25 January 1984. Solid lines indicate isopleths of sea level pressure at intervals of 4hPa. Dashed lines indicate contours of 500-hPa level at intervals of 180m.
- Fig. 6. 16 Two-hourly precipitation amount from 1700JST to 1900JST on 25 January 1984. Isopleths indicate 1, 2, 4 and 8mm. The dotted line is an isopleth of 6mm. The dashed lines are contours at intervals of 500m. Regions higher than 1,000m are shaded.
- Fig. 6. 17 Mean vertical profiles of potential temperature θ , equivalent potential temperature θ_e and saturation equivalent potential temperature θ_e^* at 15 and 21JST on 25 January 1984 at Kanazawa.
- Fig. 6. 18 Hodographs of mean wind around Kanazawa at 1705JST and 1837JST on 25 January 1984. Mean wind was derived with the modified VAD method on the circular with radius of 20km.
- Fig. 6. 19 Cloud picture around western Hokuriku by GMS infrared imagery at 1800JST on 25 January 1984.
- Fig. 6. 20 Radar echoes observed by Fukui radar at 1752JST on 25 January 1984. Elevation angle was 1.0° . The snowbands analyzed here are denoted by A and B.
- Fig. 6. 21 Vertical cross-sections of snowbands A and B observed by Doppler radar from 1740JST to 1825JST on 25 January 1984. (a) Reflectivity (dBZ_e). Regions with reflectivity exceeding 30dBZ_e are shaded. (b) Horizontal velocity relative to the cloud systems (positive rightward) (ms^{-1}). Regions with positive velocity are shaded.
- Fig. 6. 22 Composite maps of (a) reflectivity (dBZ_e) and (b) vertical air speed (ms^{-1}) during the passage of snowbands over Doppler radar. Regions with reflectivity exceeding 20dBZ_e are shaded in (a). Solid lines in (b) are isopleths of $+1$ and -1ms^{-1} . Downdraft regions where $w < -1\text{ms}^{-1}$ are shaded.
- Fig. 6. 23 Time change of wind speed, temperature, and dew-point temperature at radar site from 1700 to 1900JST on 25 January 1984. Arrival times of snowbands A and B are also shown.
- Fig. 6. 24 Schematic illustration of the vertical structure of snowbands which caused inland heavy snowfall. Airflow is indicated relatively to the moving snowband.
- Fig. 6. 25 Chart of surface pressure and geopotential height of the 500-hPa level at 21JST on 29 January 1985. Solid lines indicate isopleths of the surface pressure at intervals of 4hPa. Dashed lines are contours of 500-hPa level at intervals of 180m.
- Fig. 6. 26 Cloud picture of infrared imagery around western Hokuriku taken by GMS-III at 21 JST on

- 29 January 1985.
- Fig. 6. 27 Time-height section of area mean wind around Kanazawa from 22JST on 29 January 1985 to 03JST on 30 January. The mean wind was obtained by the VAD method using the least square fitting on the circle with radius of 20km.
- Fig. 6. 28 Vertical profiles of potential temperature θ , equivalent potential temperature θ_e , and saturation equivalent potential temperature θ_e^* at Kanazawa at 2030JST on 29 January 1985 and 0323JST on 30 January. Vertical profiles of winds are also shown.
- Fig. 6. 29 Composite radar echo by Matsue and Fukui radars at 21JST on 29 January 1985. Solid shading indicates echoes with intensity equivalent to precipitation intensity exceeding 4mmhr^{-1} .
- Fig. 6. 30 Time sequence of radar echo around Doppler radar by Fukui radar from 2330JST on 29 January 1985 to 0230JST on 30 January. Isopleths indicate reflectivity converted into precipitation intensity at intervals of 0.25mmhr^{-1} . The circle indicates extent of Doppler radar observation. Straight line shows the location of the vertical cross-sections in Fig. 6. 32. Topography is also shown in the lower left corner. Areas higher than 1,000m above sea level are shaded.
- Fig. 6. 31 Distribution of precipitation amount in the previous one hour observed by the Automated Meteorological Data Acquisition System from 24JST on 29 January 1985 to 03JST on 30 January. Circles and straight lines are the same as in Fig. 6.30.
- Fig. 6. 32 Time sequence of vertical cross-sections of (a) reflectivity (dBZe) and (b) Doppler velocity (ms^{-1}) in the direction $310^\circ\text{-}130^\circ$ from 2330JST on 29 January 1985 to 0240JST on 30 January. Regions with reflectivity exceeding 30dBZe are shaded. Solid shading on the right-hand side indicates topography. Receding velocity is positive. Regions with positive velocity are shaded.
- Fig. 6. 33 Vertical cross-sections of reflectivity and Doppler velocity in the direction $290^\circ\text{-}110^\circ$. Solid shadings indicate regions with Doppler velocity less than -10ms^{-1} .
- Fig. 6. 34 Reflectivity and Doppler velocity at 2-km level in a 120-km square area. Regions with reflectivity exceeding 30dBZe are shaded. Solid shadings in the Doppler velocity field indicate regions where Doppler velocity was less than -10ms^{-1} . Regions with positive Doppler velocity are stippled.
- Fig. 6. 35 Schematic illustration of circulations associated with convective clouds in different situations. (a) Isolated convective cloud in the growing stage. (b) Convective clouds in the growing and dissipating stages coexisting closely to each other. (c) Two convective clouds which contain warm updraft and cold downdraft and exist closely to each other. The circulating air is heated from the warm sea surface and cooled by mixing with the environing cold air.
- Fig. 7. 1 Schematic diagram of chaff released from the airplane and velocity observations by two Doppler radars.
- Fig. 7. 2 Distribution of the falling terminal velocities of C-band GL chaff needles.
- Fig. 7. 3 Diagram of radar beam paths for elevation angles.
- Fig. 7. 4 Sites of the two doppler radars and Mt. Tsukuba.
- Fig. 7. 5 Schematic diagram of courses of the airplane (solid line) and chaff-releasing points (open circles). a) Wind field observation by chaff. b) Observation of chaff diffusion.
- Table. 7.1 AL chaffs are alurinium foil chaffs and GL chaffs are metalized glass fiber chaffs.
- Fig. 8. 1 Time sequence of wind direction (upper) and speed (lower) measured at 213m in height of the

meteorological tower. Dots show the wind speed and direction derived from Doppler velocity field.

- Fig. 8.2 Topography around Tsukuba.
- Fig. 8.3 Surface weather chart at 0900 JST 28 September 1981.
- Fig. 8.4 PPI display of Doppler velocity field in the line-shaped echo observed at indicated times on 28 september 1981. Bracketed numbers show beam height (m). Solid lines indicate positive velocity and dashed lines negative velocity.
- Fig. 8.5 REI display of Doppler velocity field perpendicular to the line-shaped echo observed at 1658 JST 28 September 1981.
- Fig. 8.6 Radar cross-sections of insects as a function of the radar wavelength.
- Fig. 9.1 Locations of observational facilities, A: transportable X band Doppler radar, B: Chosi observatory, C: observational facilities maintained by the Physical Meteorology Research Division of the Meteorological Research Institute, D: C band Doppler radar of the Radio Research Laboratory, E: ultra-sonic wave gauge of the Port and Harbour Research Institute.
- Fig. 9.2 Wind direction and velocity observed at Hazaki during observational periods, (a) from 20 to 22, Nov., 1984, (b) from 5 to 8, Dec., 1984.
- Fig. 9.3 Doppler spectrum obtained by X band Doppler radar.
- Fig. 9.4 Comparisons of meteorological data and radar data. (a) wind velocity and intensity (b) wind velocity and doppler velocity (c) wave height and intensity (d) wave height and Doppler velocity.
- Fig. 9.5 Continuous records of Doppler velocity and intensity on 20 November, The wind velocity is about 18m/s.
- Fig. 9.6 Spectrum of intensity shown in Fig. 9.5.
- Fig. 9.7 Spectrum of wave height at Kashima Harbour on 20 November.

気 象 研 究 所

1946年(昭和21年)設立

所 長：理博 柳 原 一 夫

| | | |
|---------|---------|---------|
| 予報研究部 | 部 長：理 博 | 相 原 正 彦 |
| 台風研究部 | 部 長： | 正 村 敬 三 |
| 物理気象研究部 | 部 長： | 植 村 八 郎 |
| 応用気象研究部 | 部 長： | 真 島 恒 裕 |
| 気象衛星研究部 | 部 長：工 博 | 内 藤 恵 吉 |
| 地震火山研究部 | 部 長：理 博 | 市 川 政 治 |
| 海洋研究部 | 部 長：理 博 | 飯 田 隼 人 |
| 高層物理研究部 | 部 長：理 博 | 村 松 久 史 |
| 地球化学研究部 | 部 長：農 博 | 朝 岡 治 |

気象研究所技術報告

編集委員長：真 島 恒 裕

編集委員：山 崎 孝 治 大 西 晴 夫 伊 藤 朋 之
吉 川 友 章 高 島 勉 岡 田 正 實
遠 藤 昌 宏 牧 野 行 雄 廣 瀬 勝 己
事務局：西 田 圭 子 湯 原 有 哉

気象研究所技術報告は、気象学、海洋学、地震学、その他関連の地球科学の分野において、気象研究所職員が得た研究成果に関し、技術報告、資料報告及び総合報告を掲載する。

気象研究所技術報告は、1978年(昭和53年)以降、必要の都度刊行される。

昭和61年3月31日発行 I S S N 0386-4049

編集兼発行所 気 象 研 究 所

茨城県筑波郡谷田部町長峰1-1

印 刷 所 前田印刷株式会社 筑波支店

茨城県筑波郡谷田部町東新井14-5