

TECHNICAL REPORTS OF THE METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE NO.14

A STUDY ON THE CHANGES OF THE THREE-DIMENSIONAL STRUCTURE
AND THE MOVEMENT SPEED OF THE TYPHOON THROUGH ITS LIFE TIME

BY

TYPHOON RESEARCH DIVISION, MRI

気象研究所技術報告

第14号

台風の構造の変化と移動に関する研究

—台風7916の一生—

台風研究部

気象研究所

METEOROLOGICAL RESEARCH INSTITUTE, JAPAN

MARCH 1985

Meteorological Research Institute

Established in 1946

Director : Dr. Kiyohide Takeuchi

| | |
|--|------------------------------|
| Forecast Research Division | Head : Mr. Taiji Yoshida |
| Typhoon Research Division | Head : Dr. Masahiko Aihara |
| Physical Meteorology Research Division | Head : Dr. Toshio Okabayashi |
| 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 Physical Research Division | Head : Dr. Muneyasu Kano |
| Geochemical Research Division | Head : Mr. Tsutomu Akiyama |

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

Technical Reports of the Meteorological Research Institute

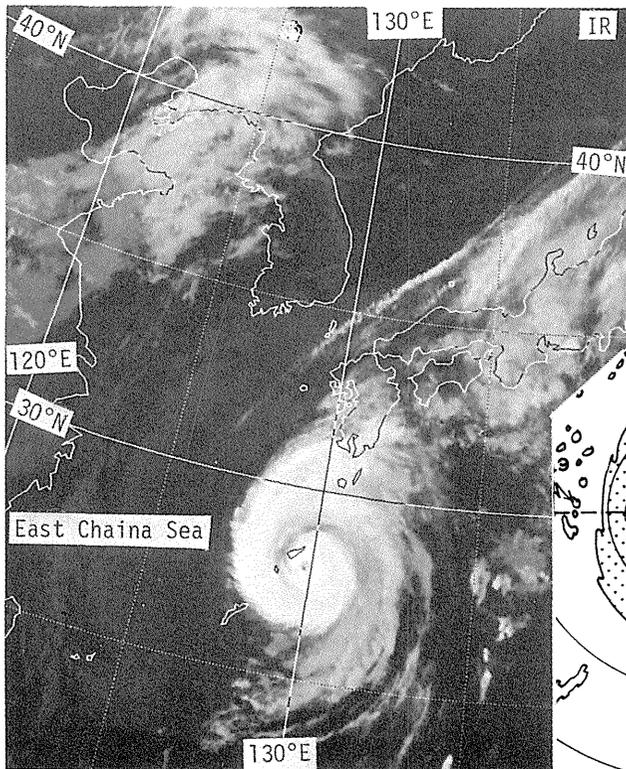
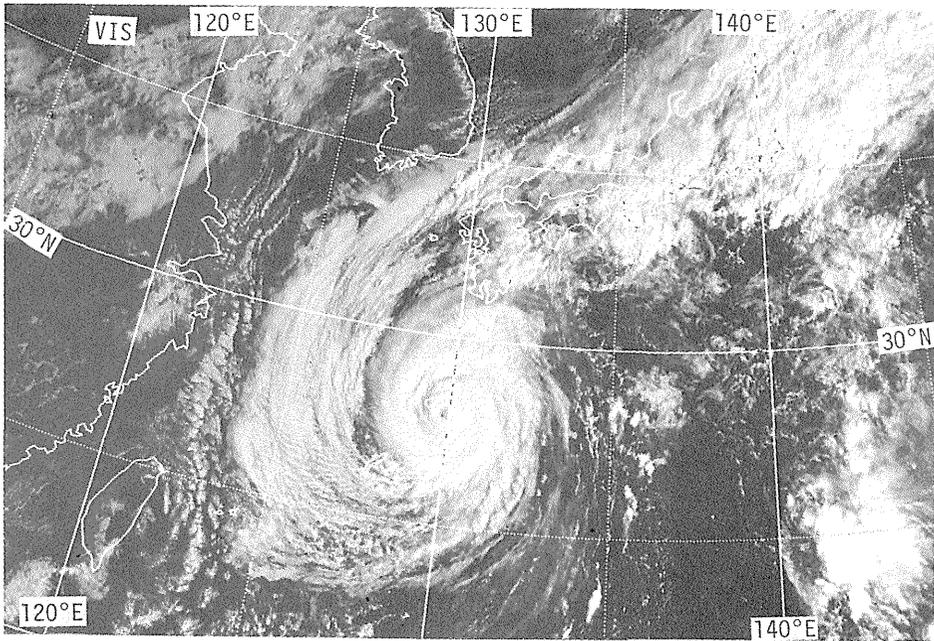
Editor-in-chief : Tsunehiro Majima

Editors : Koji Yamazaki Hiroki Kondoh Tomoyuki Ito
 Fujio Kimura Jiro Aoyagi Masami Okada
 Masahiro Endoh Kunihiko Kodera Katsuyuki Fushimi

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.



T 7916
00^z / SEP. 29th
1979

NAZE RADAR

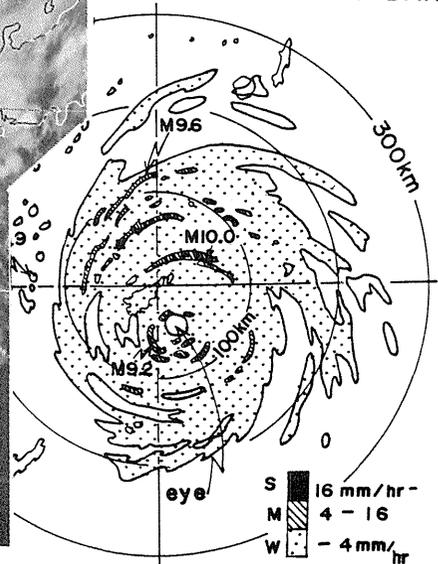


写真1：成熟期の台風7916の可視・赤外画像と名瀬レーダーエコー、1979年9月29日00^z（09時）。

Time-longitude section for 12th-24th on September 1979
 GMS image, 110°E-170°W,

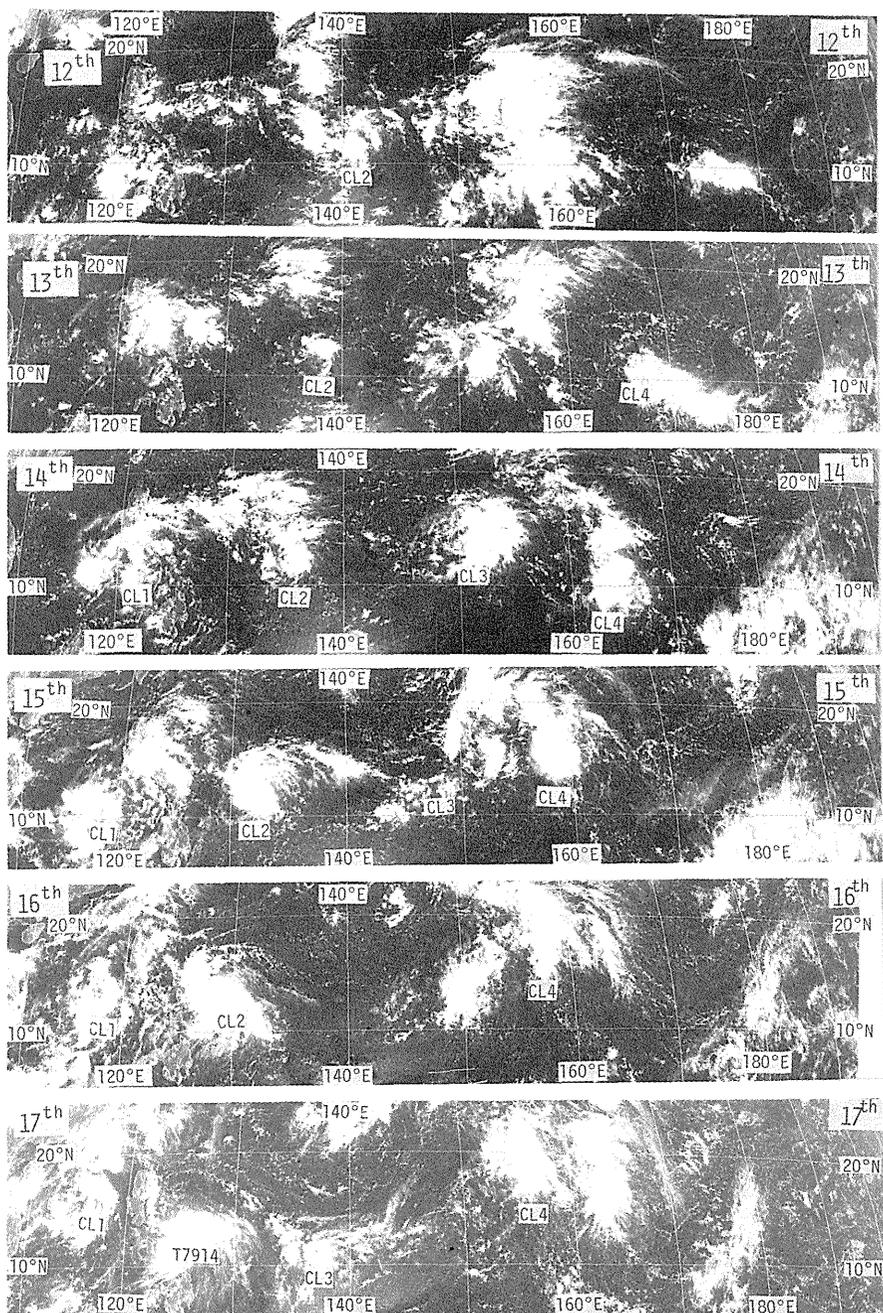


写真2：台風7916の発生期における GMS 画像の時間・経度断面図。範囲は 5°N—23°N、110°E—170°W、可視画像 (03 μ)、期間は 9月12日—17日、CL1~CL4 はクラウドクラスター。

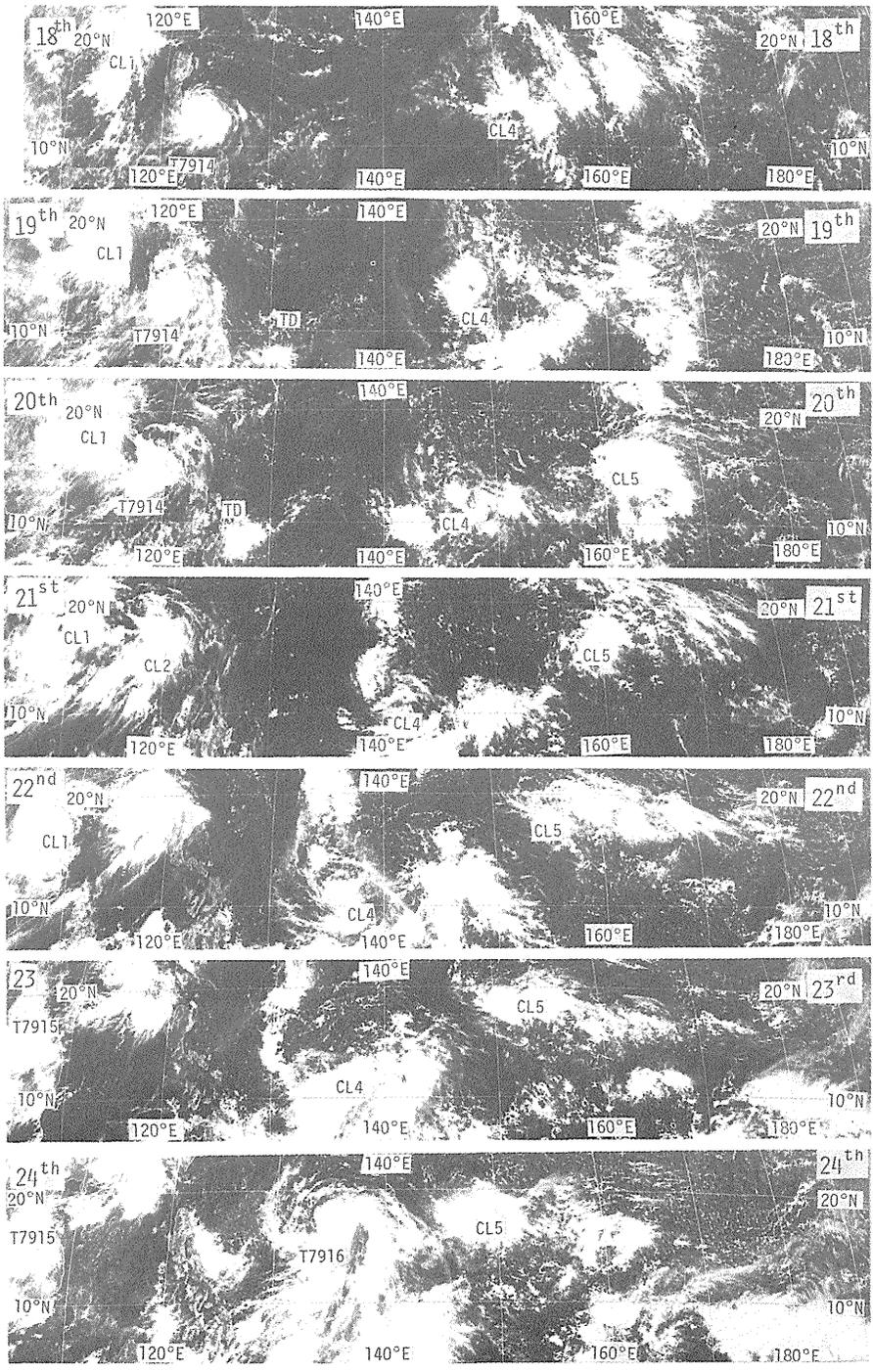


写真3：写真2と同じ、期間は9月18—24日。

写真 4
14日
00^z

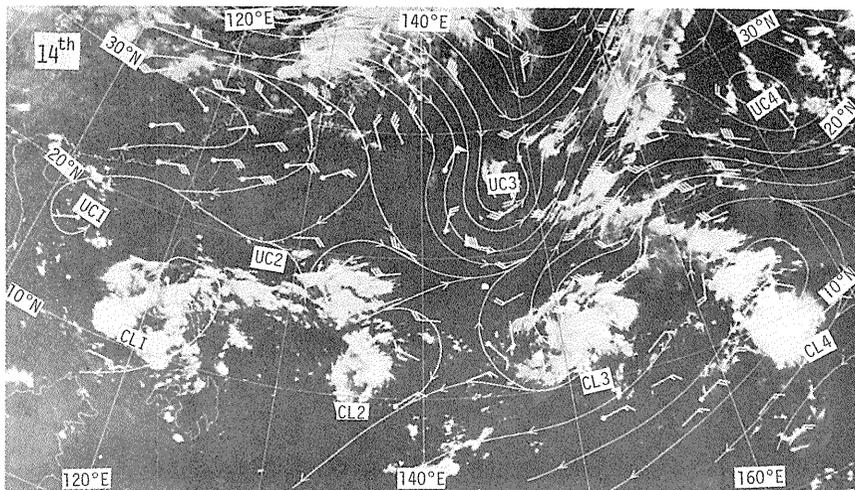


写真 5
16日
00^z

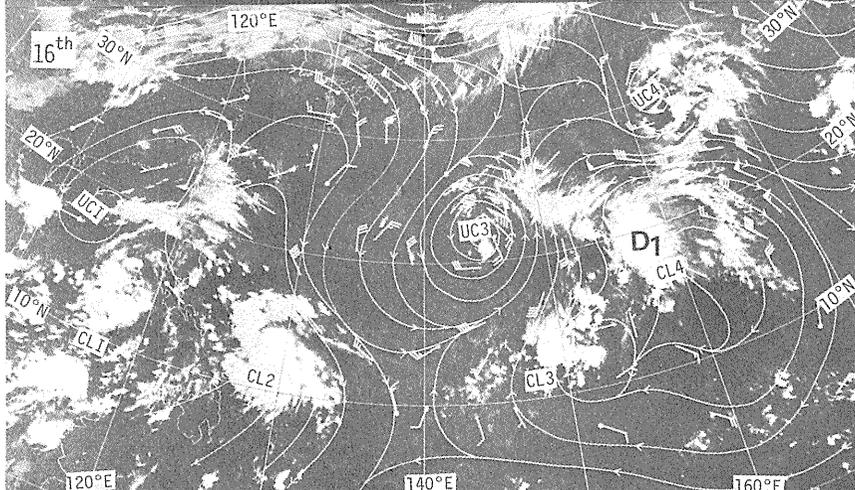


写真 6
18日
00^z

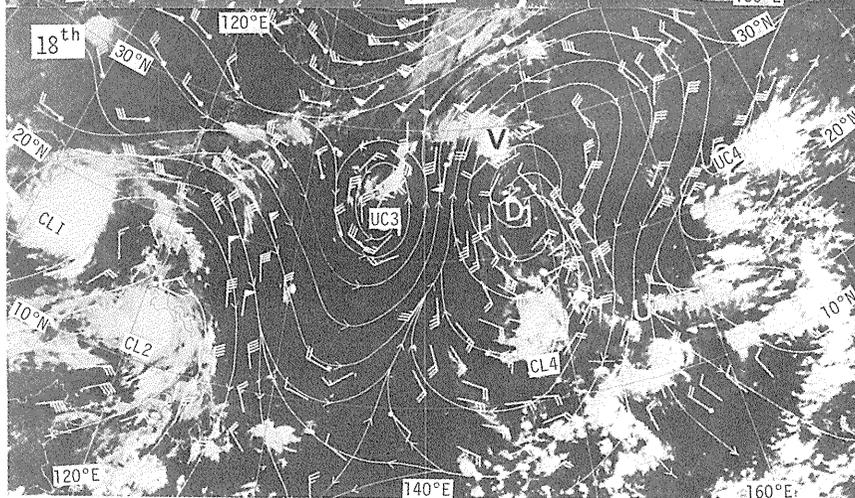


写真 4～6：上層流線図と赤外画像の合成図（黒田、1981）、衛星による観測の上層風とゾンデ風との合成。CL1—CL4 は写真 2 と同様、UC1、UC2、UC3 は上層寒冷渦。（黒田、1981）

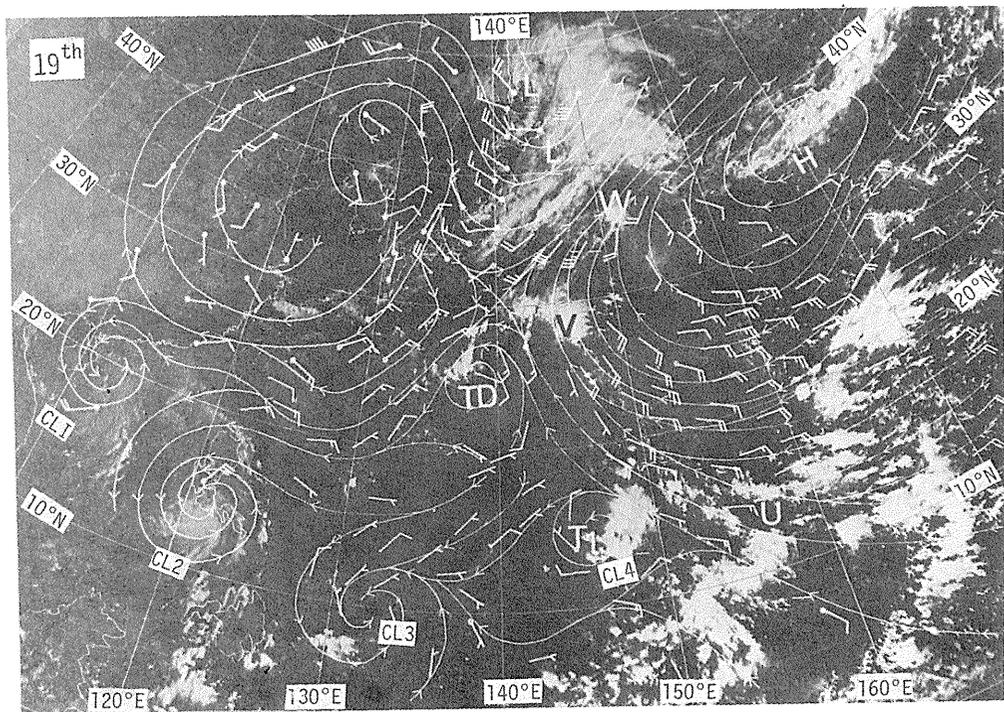
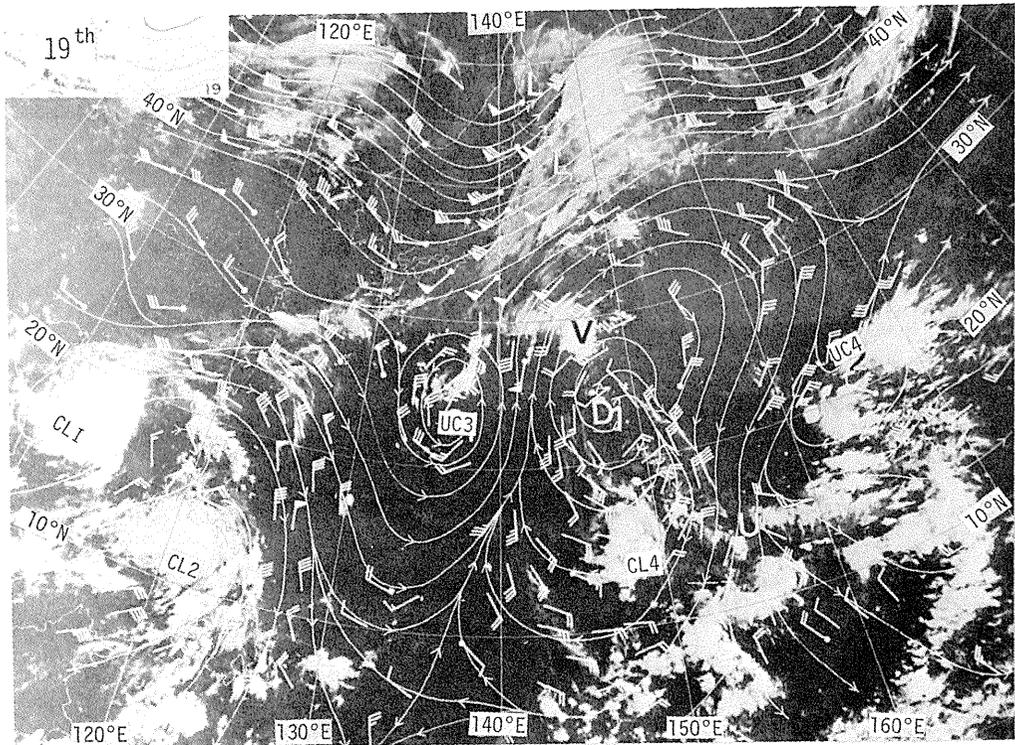


写真7：上層流線図と赤外画像の合成図（上段）と下層流線図と可視画像の合成図（下段）。9月19日00^z（黒田、1981）。

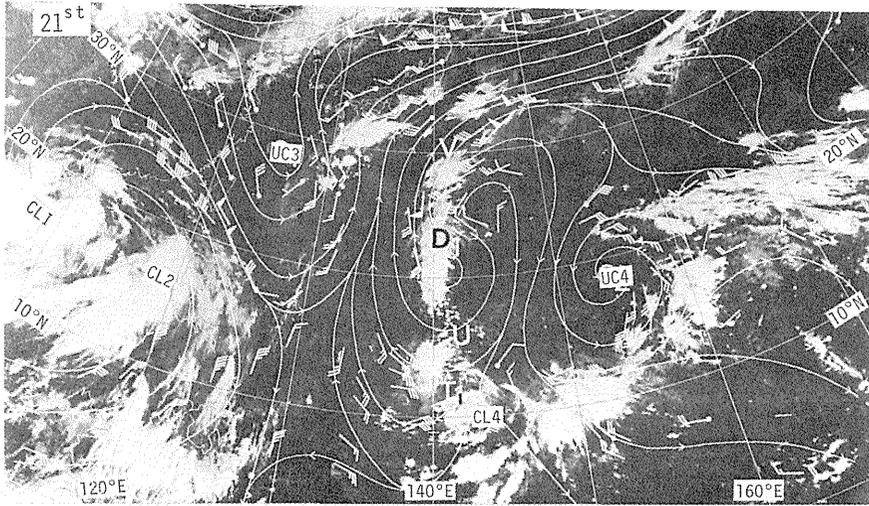


写真8：上層流線図と赤外画像の合成図、21日00^時。

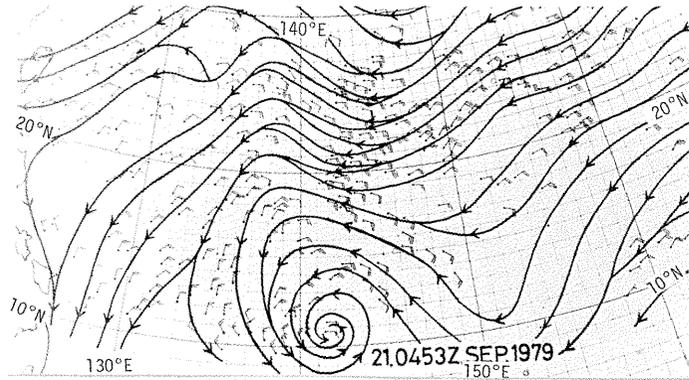


写真9：下層風の流線図、21日0553^時、マルチセグメント観測。

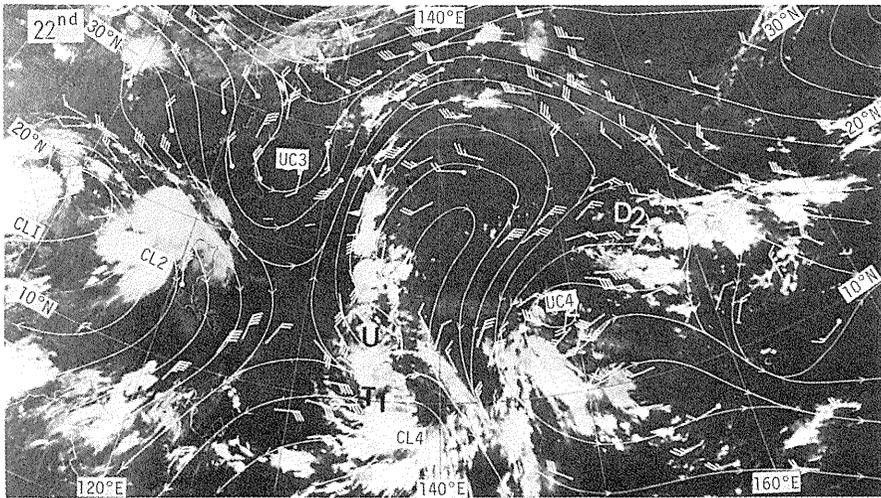


写真10：写真8と同じ22日00^時、写真8～10（黒田、1981）。

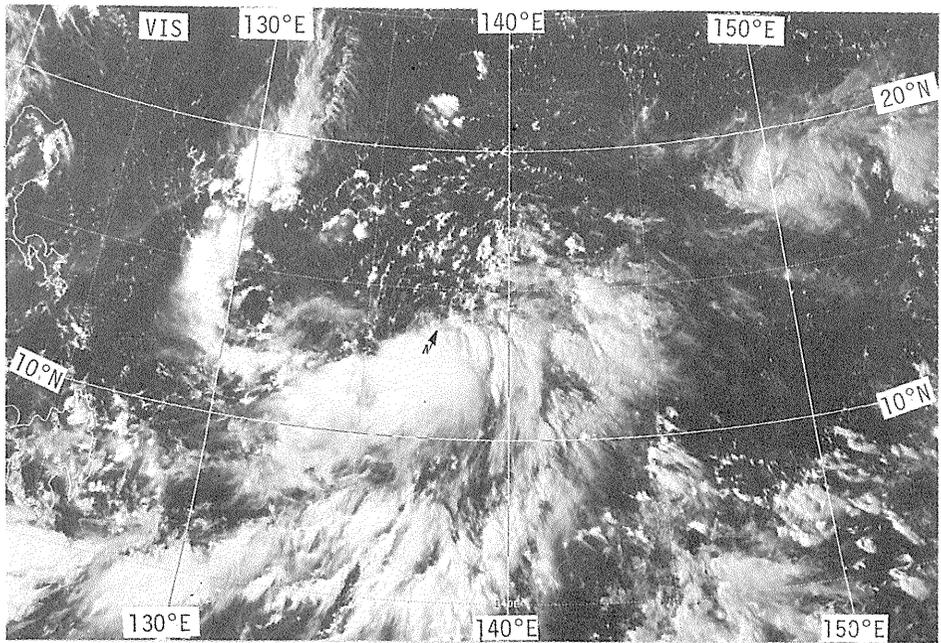


写真11：台風発生直前の可視画像、9月23日00z。

23 / 00z

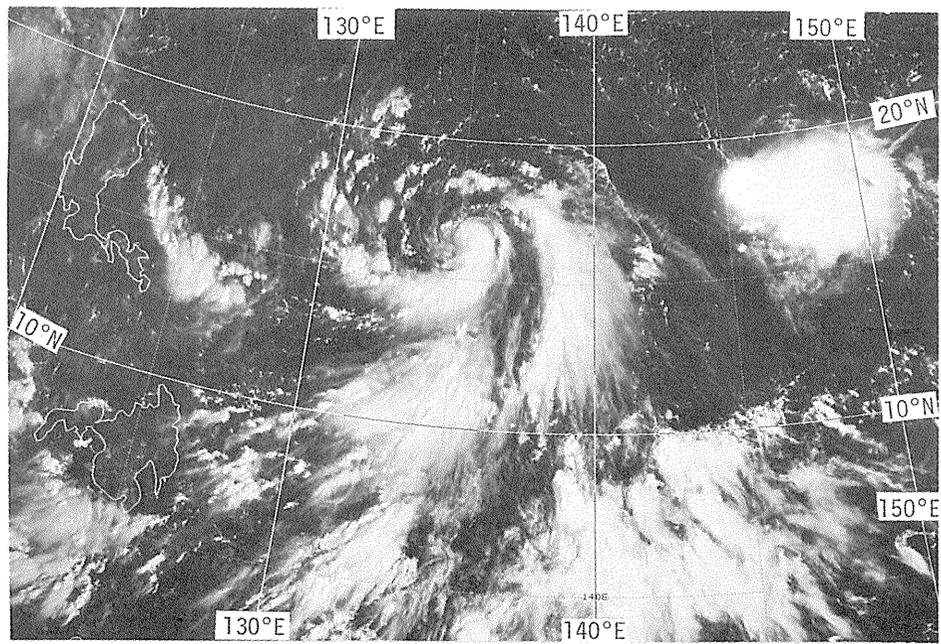


写真12：発生直後の可視画像、9月24日00z。

24 / 00z

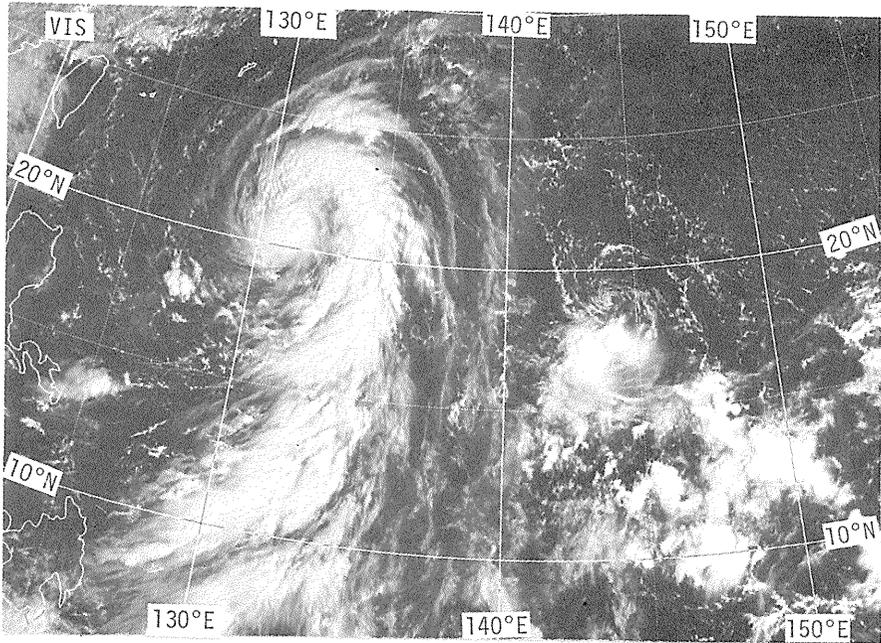


写真13：急激な発達期、可視画像、9月25日00z。

00z/ 25th

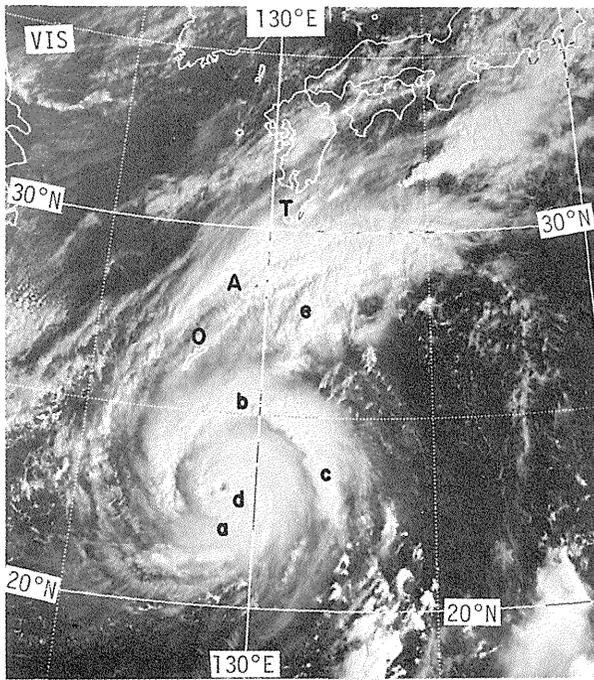


写真14：中心気圧極小期、可視画像、9月26日00z。

00z/ 26th

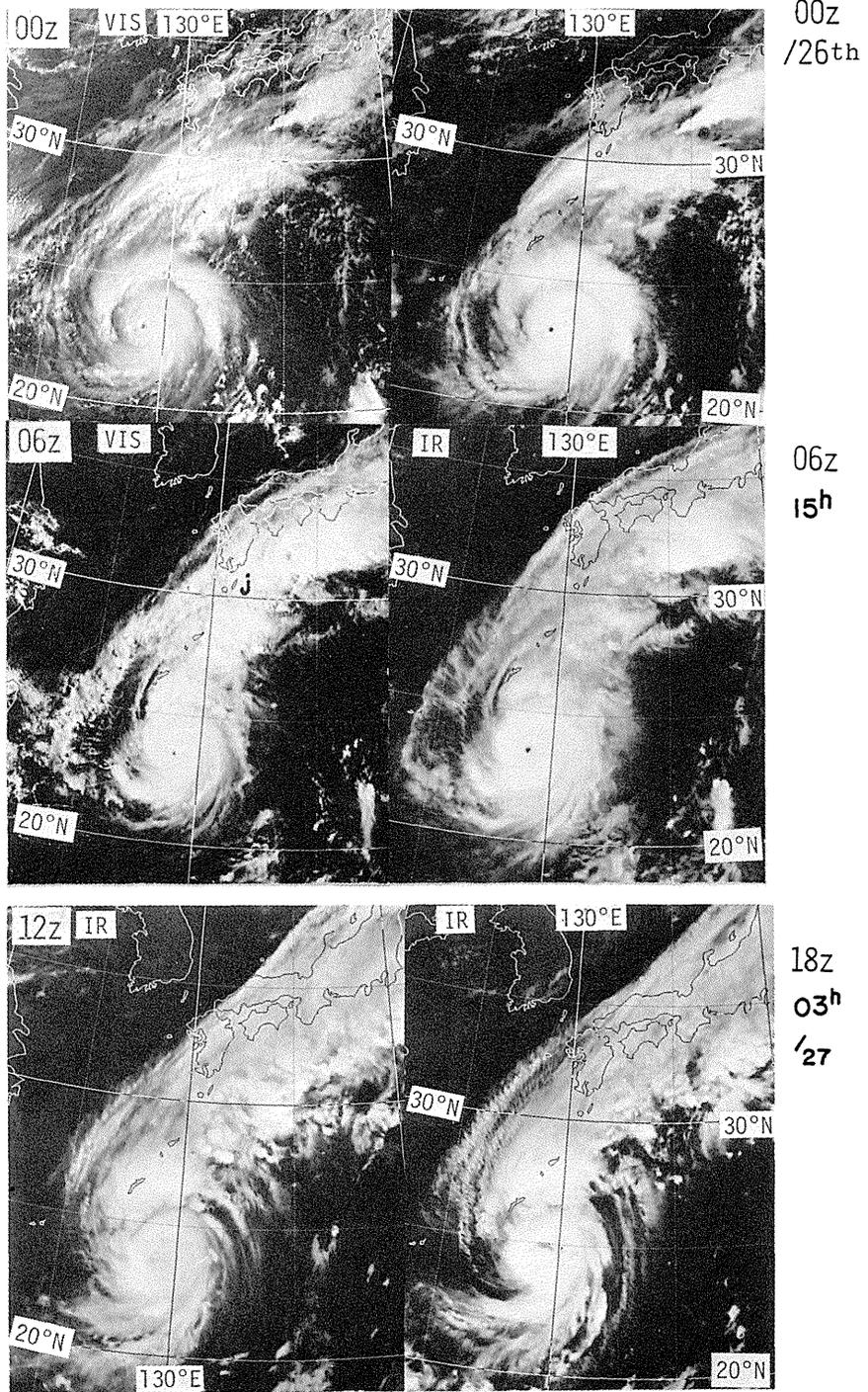
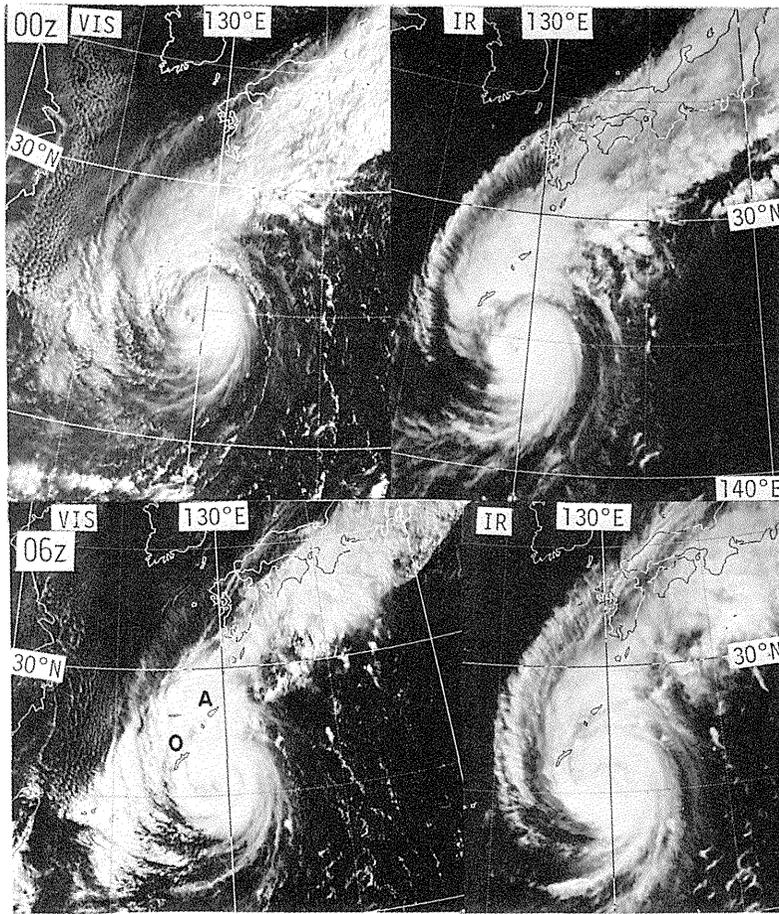
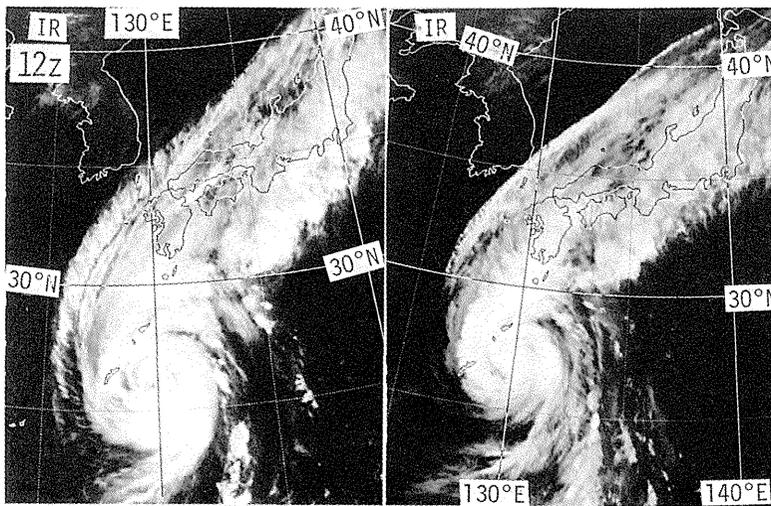


写真15：9月26日00z—18z、6時間間隔の赤外・可視画像、図中、A・Oは奄美大島、沖縄を示す。



00z
27/
09h

06z
15h

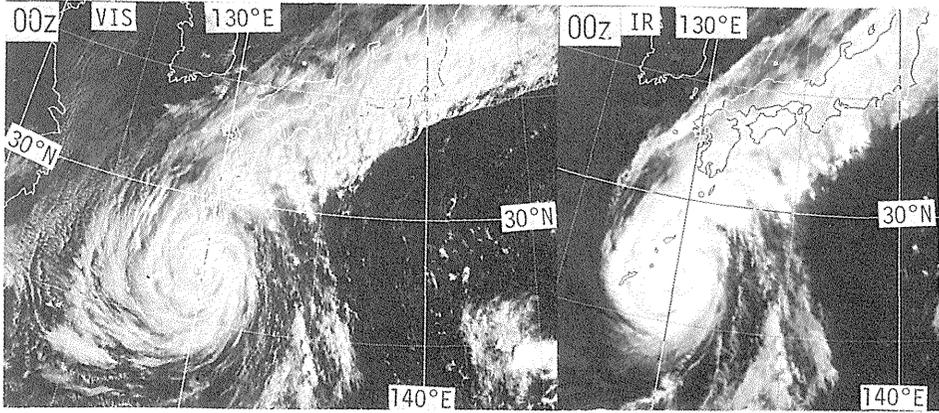


18z
03h
/28

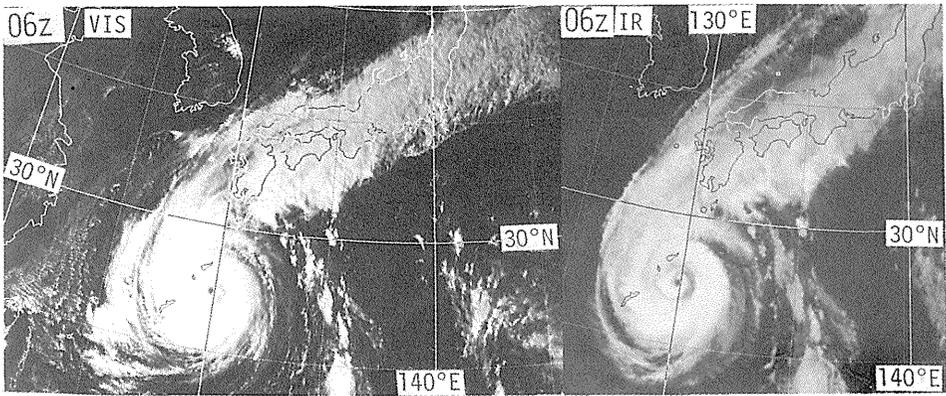
写真16：9月27日00^z—18^z、成熟（変動）期、写真15と説明は同じ。

09h

00z/ 28th



15h



21^h / 27

03^h / 28

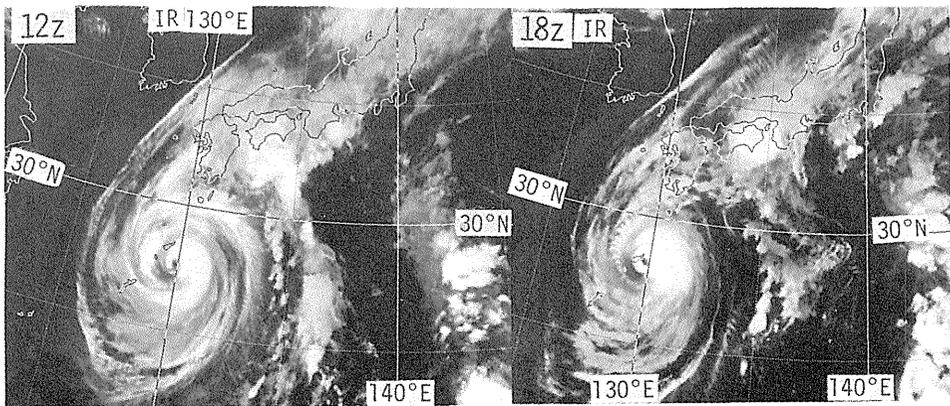
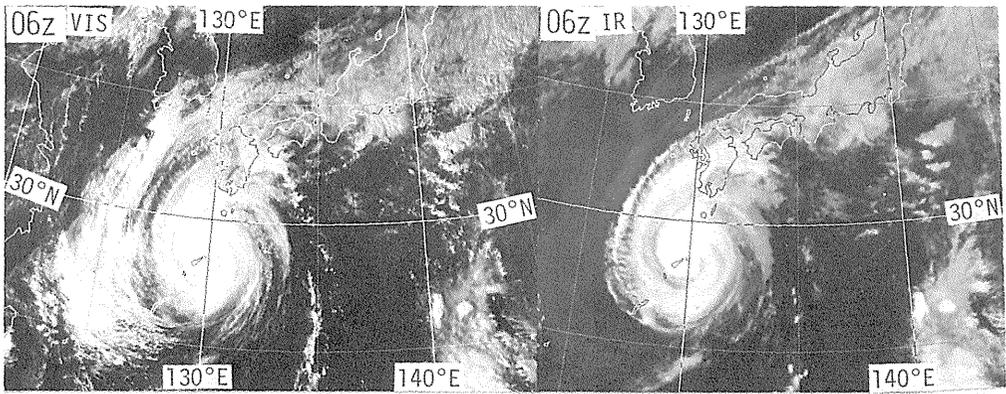
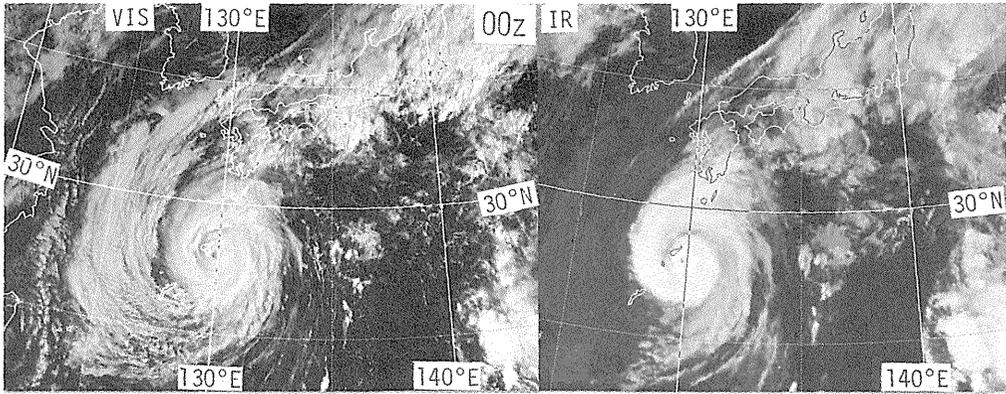


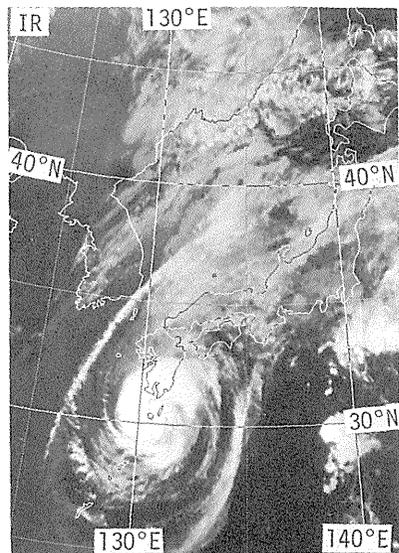
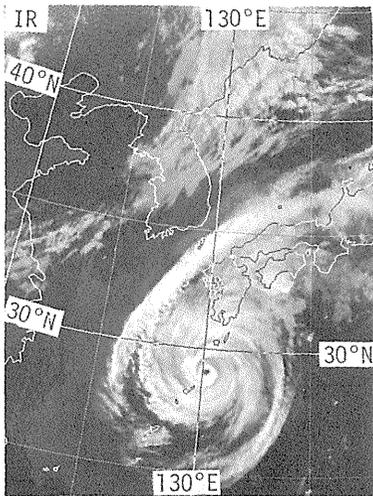
写真17：9月28日00^z—18^z、成熟（変動）期、写真15と説明は同じ。

00z/ 29th

09h



2h 12z/ 29th



18z
03h
/30

写真18：9月29日00^z—18^z、成熟（安定）期、写真15と説明は同じ。

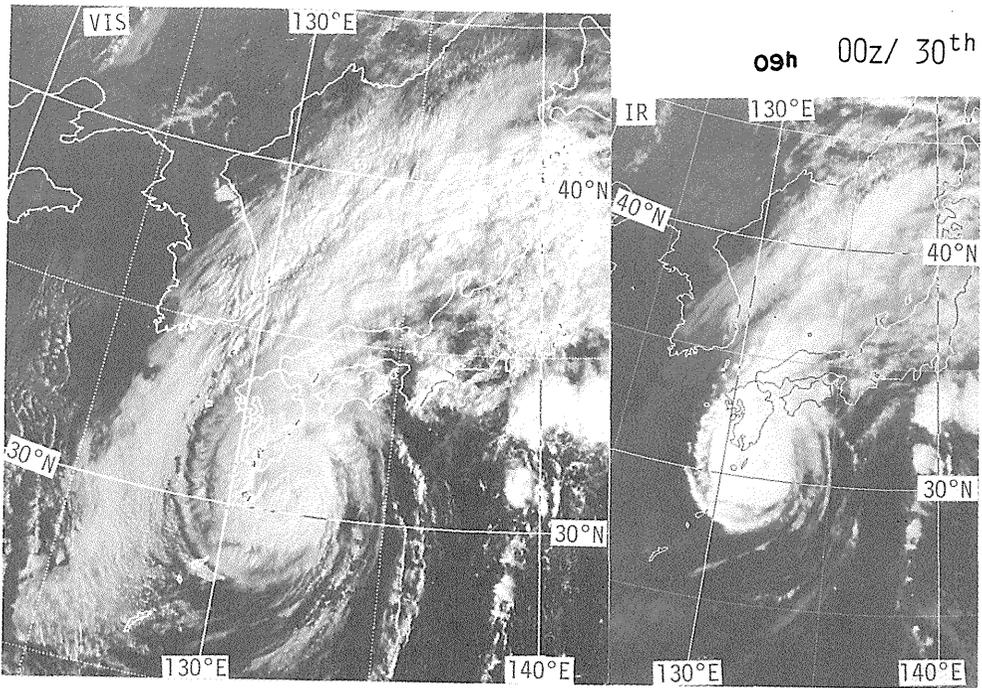


写真19：30日00^z、可視・赤外画像、偏西風帯侵入直後の台風。

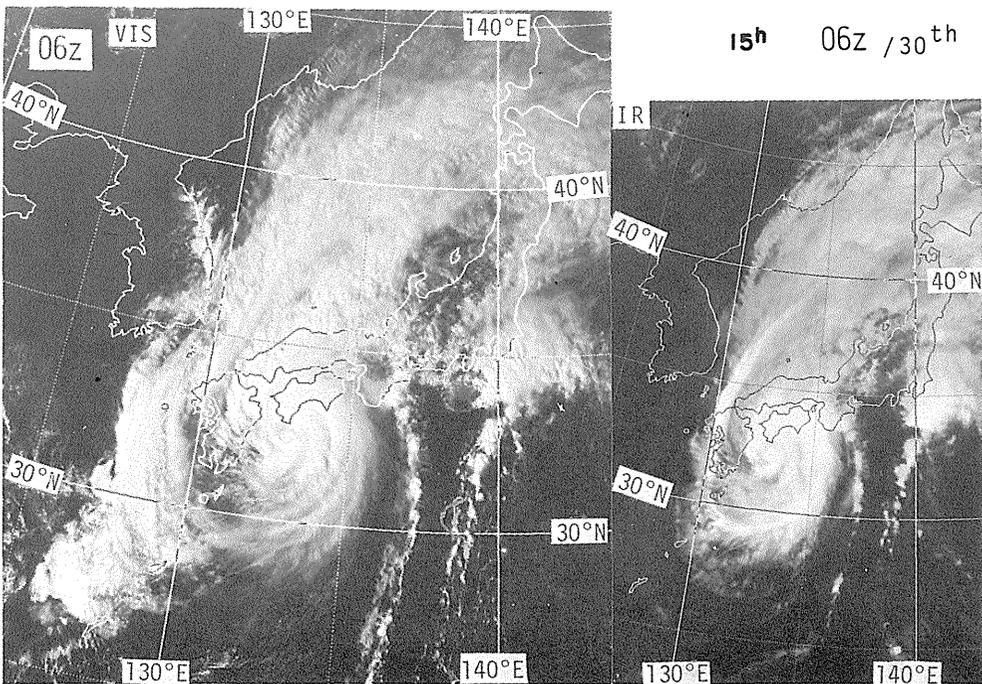


写真20：30日06^z、可視・赤外画像、四国上陸直前の台風。

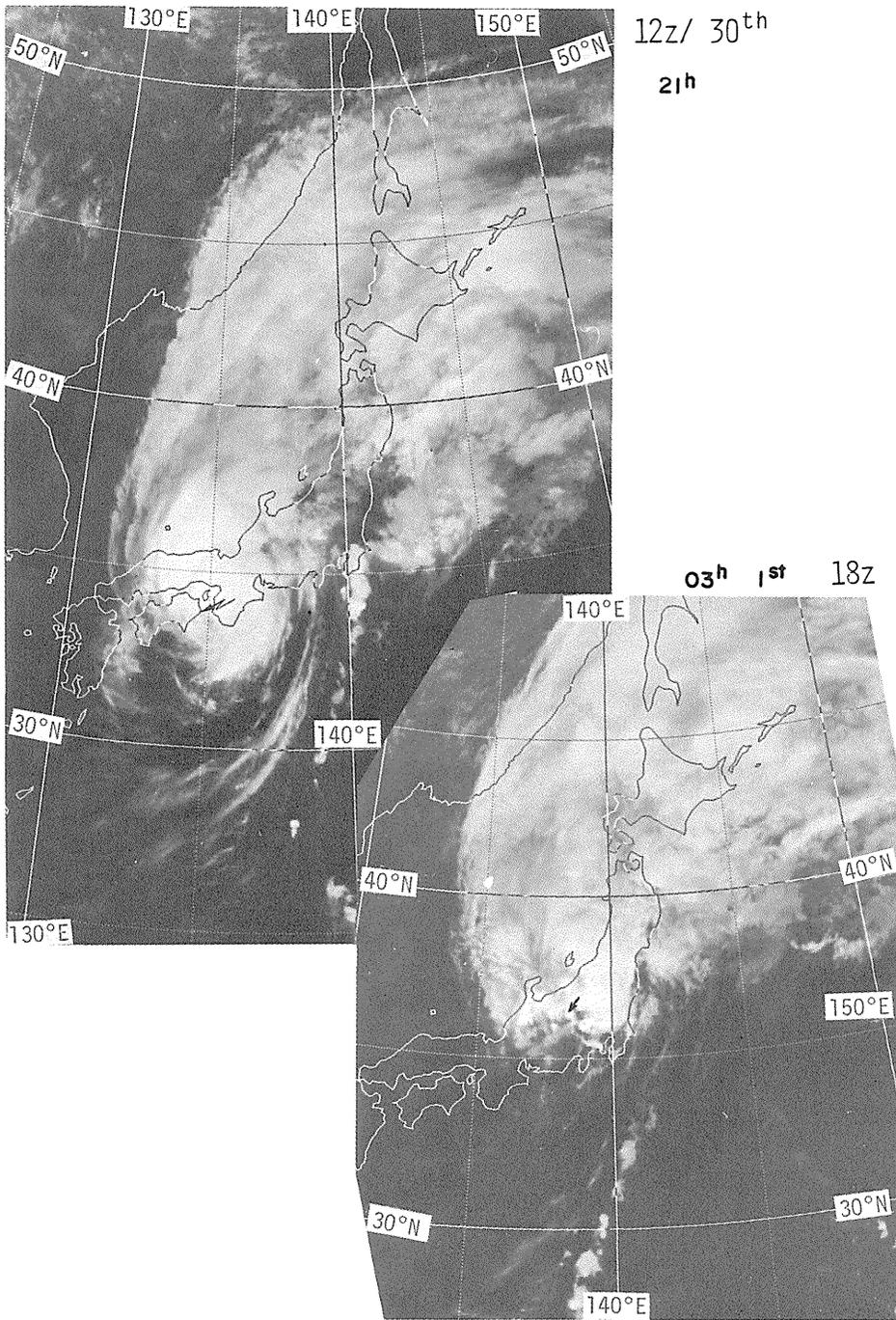


写真21：30日12^z（左上）、18^z（右下）の赤外画像、急激な温帯低気圧化が進行。

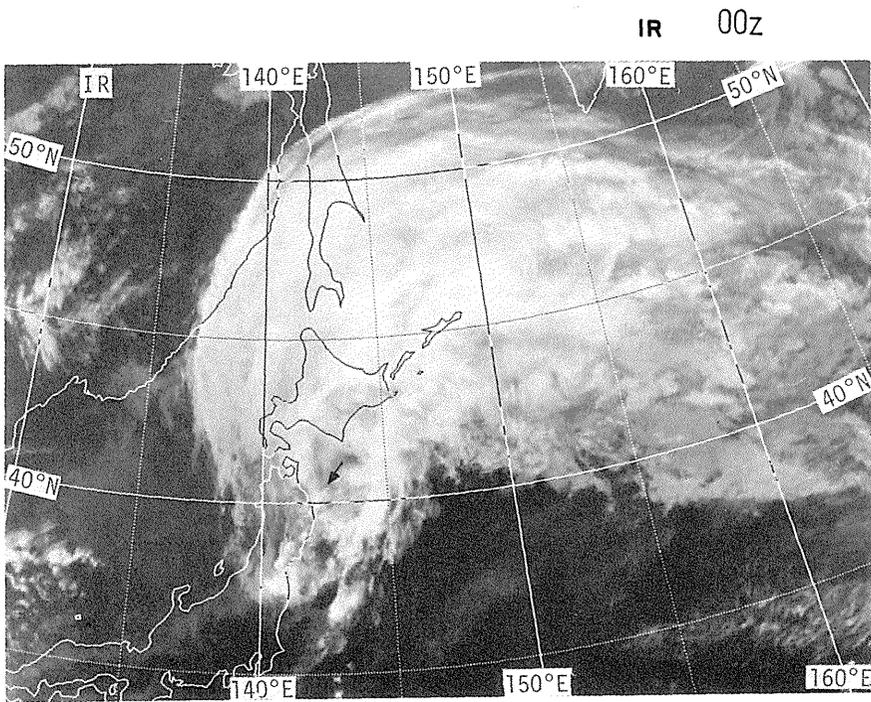
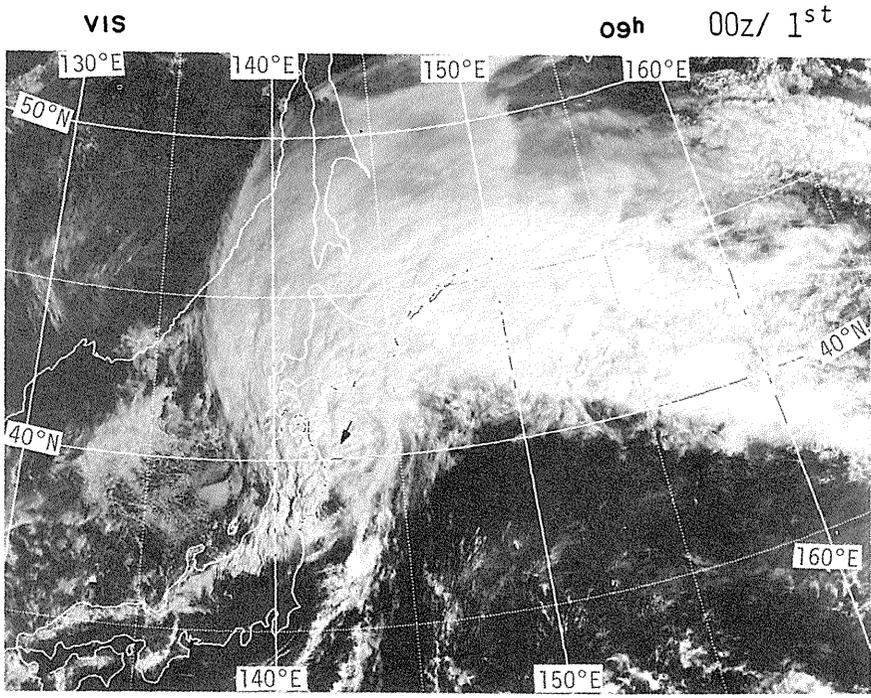
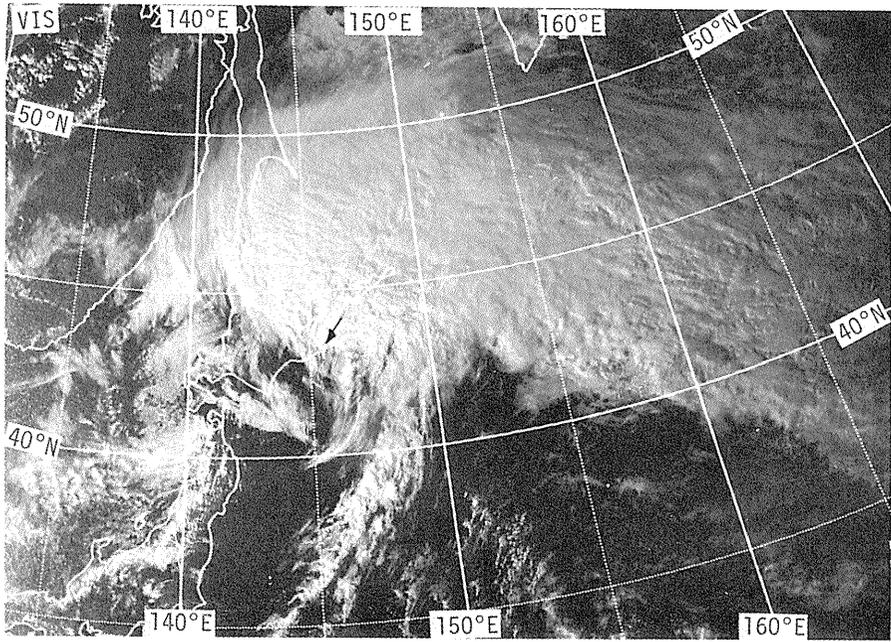


写真22：10月1日00^時、可視・赤外画像、温帯低気圧化完了直前。

15h

06z/ 1st



06z 1st

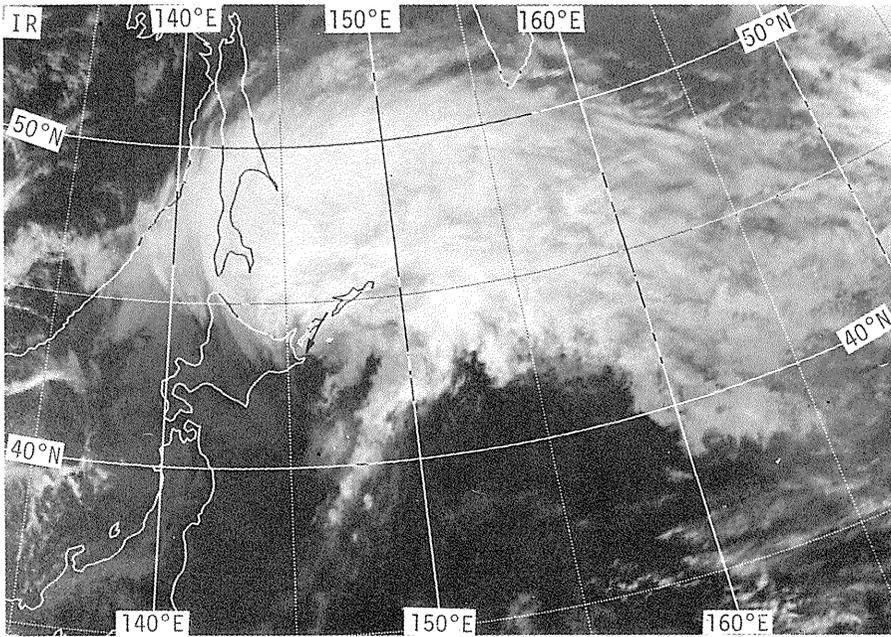
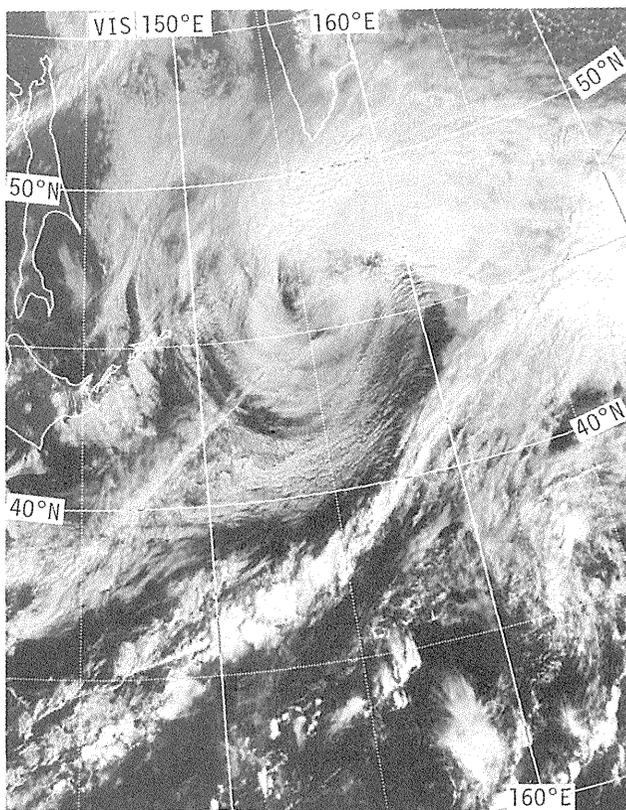


写真23：1日06^z、可視・赤外画像、温帯低気圧化完了。



00z
/2nd

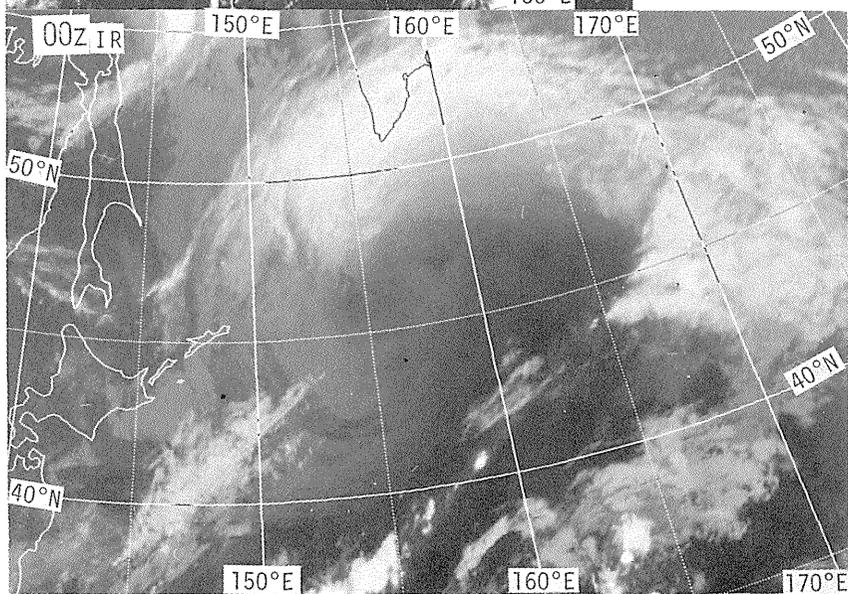


写真24：2日00z、可視・赤外画像、閉塞期の低気圧としての再発達期。

序

この報告は、気象研究所の経常研究「3次元モデルによる台風の基礎的研究」(昭和55年～59年度)の中の台風の移動と構造に関する解析のまとめを行ったものである。すでに気象学会機関誌「天気」に論文(村松、1982 a、b、1983 a、b)として発表されたものに、新たに発生論、降雨分布などを加えて内容を充実し、ここに研究成果の総合報告としたのである。

台風は我が国における気象現象の中で、最も激しいものの代表例である。この現象を深く理解し、さらに正しく予測することは、学問的にも社会的にも極めて意義が深い。『台風は特徴である現象の激しさ、空間スケール、また、経路の大部分が洋上であることから、通常の気象現象と異なり、地上及び高層観測網で捉えることが容易ではなかった。近年、観測密度の高いアメダス地上観測網の展開、及び、レーダー、静止気象衛星、軌道気象衛星による遠隔観測技術が急速に進歩し資料も蓄積されて台風の構造、特に台風を取り巻く、気温、雲、降雨分布を詳しく知ることが出来るようになった。

本研究は、これらの観測資料を使用して日本を通過した代表的な台風7916号について、発生、成熟期及び温帯低気圧化えの変遷の過程を詳細に解析し、現象の解明を行ったものである。低緯度地方のクラウドクラスターからの発生段階、成熟期における台風中心に相対的な風速極大域の分布と強度変化、温度場の構造、降雨分布などが調べられている。日本列島に上陸した際の地形による増雨効果についても調査され、防災面への応用が考えられる。特に、台風が偏西風帯内に進入し温帯低気圧化する過程の詳細な解析から、その過程の進行と共に移動速度が大きく変化することが判り、この知識は今後の台風進路予報技術の中に有効に活かされることと思われ、意義が深い。現在、発生、発達、進路に関する予報技術、特に数値予報技術は関連各分野の努力により急速な発展途上にあるが、今後、さらに予報精度を向上させるためには、一方において本研究に示される様に現象そのものに対する詳しい解析、及び物理的な理解を深めることが必要と思われる。

本研究の成果が、その意味において、今後の気象業務の中に広く活用されることを期待するものである。おわりに本報告は担当研究者の多大な努力、及び、討論、助言を通して陰ながら激励した当研究部諸氏の賜物である。

昭和59年11月

気象研究所 台風研究部長

相 原 正 彦

目 次

| | | | |
|----------------------------------|----|--|--|
| 序 | | | |
| 概要(和文) | 1 | | |
| 概要(英文) | 3 | | |
| 第1章 まえがき | 7 | | |
| 1.1 台風の概要 | 7 | | |
| 1.2 構造解析の主要な点 | 7 | | |
| 1.3 データ | 9 | | |
| 第2章 台風7916の発生論 | 11 | | |
| 2.1 クラウドクラスターから 台風7916への成長 | 11 | | |
| (1) CL 2 から台風7914への成長 | 11 | | |
| (2) CL 4 から台風7916への成長 | 14 | | |
| (3) CI 1、CL 3 およびCL 5 の成長 | 15 | | |
| 2.2 台風の発生と平均的な場 | 16 | | |
| 2.3 台風7916の発生と上層・下層風の場 | 17 | | |
| (1) 台風7916の発生と上層風の場 | 17 | | |
| (2) 対流圏上部のトラフ・リッジの 時間・経度変化 | 19 | | |
| 2.4 台風の発生について | 21 | | |
| 第3章 台風の発達期・中心気圧極小期・ 成熟期の構造 | 23 | | |
| 3.1 発達期の構造 | 23 | | |
| 3.2 中心気圧極小期の構造 | 24 | | |
| 3.3 成熟期の構造 | 25 | | |
| 3.4 成熟期の台風の南北断面 | 26 | | |
| (1) 台風の中心を通る南北断面 | 26 | | |
| (2) 中心から200km付近の南北断面 | 28 | | |
| 3.5 衛星画像上における成熟期の台風 | 28 | | |
| (1) 衛星画像上での特徴的な分布 | 28 | | |
| (2) 台風の強さの推定(Dvorak 法) | 30 | | |
| (3) 台風の雲域の二重極大をもつ日変化 | 31 | | |
| 3.6 成熟期における中心構造の変化 | 32 | | |
| (1) 変動期 | 34 | | |
| (2) 安定期 | 34 | | |
| 3.7 構造のまとめ | 35 | | |
| 第4章 台風の温帯低気圧化 | 37 | | |
| 4.1 地上-500mb における 温帯低気圧化 | 37 | | |
| (1) 大気下層(地上-850mb) における 構造の遷移 | 37 | | |
| (2) 大気中層(500mb) における 構造の遷移 | 38 | | |
| (3) 偏西風帯じょう乱と台風との共存 | 41 | | |
| (4) 700mb 乾燥域における 温帯低気圧化の完了 | 42 | | |
| 4.2 衛星データ解析における 温帯低気圧化 | 42 | | |
| (1) 衛星画像上における温帯低気圧化 | 42 | | |
| (2) T _{BB} 東西分布上での変化 | 43 | | |
| 4.3 レーダーエコーおよび降雨量分布の 変化 | 45 | | |
| (1) レーダーエコー分布の変化 | 45 | | |
| 4.4 偏西風帯じょう乱への吸収併合過程 | 50 | | |
| 4.5 気圧の急変(pressure dip) | 51 | | |
| 4.6 温帯低気圧化のまとめ | 51 | | |
| 第5章 アメダスで観測された台風7916の 降雨量分布 | 55 | | |
| 5.1 台風と前線による大雨の特徴 | 59 | | |
| 5.2 日降雨量分布の特徴 | 59 | | |
| (1) 9月26日の日降雨量分布の特徴 | 59 | | |
| (2) 27日の日降雨量分布の特徴 | 59 | | |
| (3) 28日の日降雨量分布の特徴 | 59 | | |
| (4) 29日の日降雨量分布の特徴 | 60 | | |
| (5) 30日の日降雨量分布の特徴 | 60 | | |
| (6) 10月1日の日降雨量分布の特徴 | 60 | | |
| 5.3 成熟期の台風の降雨量の 特徴的な分布 | 60 | | |
| (1) 降雨 stage 1 ~ 4 の分類 | 60 | | |
| (2) 成熟期の台風の降雨量の南北分布 | 61 | | |
| (3) stage 3 — スパイラルバンドによる 降雨 | 64 | | |
| (4) stage 4 — 中心核における降雨 | 71 | | |

| | |
|--|-----|
| (5) stage 1—Cb クラスタと前線性雲 バンドとの相互作用による降雨—… | 71 |
| (6) stage 2—台風の循環内を回る Cu-Cb クラスタによる降雨—… | 72 |
| (7) 台風の中心核における総降水量の 比較… | 73 |
| 5.4 偏西風帯侵入後の台風の降雨量の 南北分布… | 73 |
| 5.5 地形効果による降雨量の増大… | 77 |
| (1) 九州地方の地形効果による降雨量の 増大… | 78 |
| (2) 四国地方の地形効果による降雨量の 増大… | 80 |
| 5.6 降雨量の予測可能性… | 83 |
| 第6章 台風の移動速度の変化… | 85 |
| 6.1 成熟期の台風の移動… | 85 |
| (1) 台風の移動と一般場… | 85 |
| (2) 北上速度の鈍化と転向… | 86 |
| 6.2 温帯低気圧化と移動速度の変化… | 87 |
| 6.3 予報位置の誤差について… | 89 |
| 6.4 移動速度の特徴的な変化と 経路図による分類… | 90 |
| (1) 再発達しない場合の温低化の分類… | 90 |
| (2) 再発達する場合の温低化の分類… | 92 |
| 第7章 台風被害のまとめ… | 95 |
| 謝 辞… | 96 |
| 引用文献… | 96 |
| 卷末図 | |
| 図A.1—A.11 地上・700MB、500MB天気 図、26日00 ^z —2日00 ^z … | 99 |
| 図A.12—A.22 T _{BB} 分布図、25日00 ^z — 1日12 ^z … | 109 |

台風構造の変化と移動に関する研究*

— 台風7916の一生 —

概 要

本報告書では、日本を通過した典型的な秋台風であった79年台風第16号 (OWEN) について、台風の一生涯を通しての構造の変化を発生期・成熟期・温帯低気圧への遷移、の3期間に分け、GMS・レーダー・アメダスなどで得られたデータをもとに解析した結果を詳述する。

台風は1979年9月23日 Guam 島西方の 13.2°N 、 136.7°E で発生した。この台風の発生期を衛星で得た風と高層風を合成し、上層 (250mb) と下層 (850mb) の流れの場で解析した。また、衛星写真の 5° — 20°N 帯の時間・経度断面図と対比させながら、クラウドクラスターから台風へ成長する過程を、この台風と相前後して発生した例を含め調べた。これによると、台風7916に成長したクラウドクラスターは 10° — 13°N 帯の ITCZ 上を西進するクラウドクラスターとして台風発生10日前から認められ、 20°N 帯を西進する4~5日周期、波長3000~4000kmの上層の偏東風波動じょう乱のリッジ域の南端と ITCZ 域と交わる付近で、クラウドクラスターが西進しながら発達した。このクラウドクラスターは台風の発生4日前には、直径約500kmの明瞭な下層循環をもち、上層の高気圧性発散を伴う天蓋をもつ対流圏を通しての組織的な熱帯じょう乱となっており、23日には台風強度に達した。この解析期間中、台風となった台風7914、7915も同様に 20°N 帯を西進する上層偏東風波動と 10° — 13°N 帯の ITCZ を西進するクラウドクラスターとのカップリングにより成長し台風へ発達するという共通性が見られた。

次に、第3章で台風の発達期・中心気圧極小期・成熟期の構造を解析した。台風の経路の近傍の東経 130° 沿いにある観測点の沖縄一名瀬一種子島のレーダー網の観測・高層・GMS・飛行偵察データなどをもとに解析した三次元構造の詳細は次のような特徴を示した。

1) 温度場において、中心付近での正偏差が最大を示し、温度分布は中心に対し軸対称性・中心集中性が顕著であった。2) 風速場では、境界層の上で傾度風平衡がよい近似で成り立ち、動径風速は北一東象限で相対的に約2割強く、半径150kmの中心核においては大気中層で鉛直シャーが小さい。3) 700mb面での最大風速が観測された位置は気圧極小期 (26日) では中心から15km (56m/s)、成熟期の安定した期間である29日では80km (38m/s) まで外側に移動するとともに、風速は減少した。この最大風速の位置はレーダーエコーで見ると眼の壁雲の中であり、降雨量の南北断面で得た降雨の強い所とはほぼ一致した。4) 最大風速の値が減少したにもかかわらず、運動エネルギーの極大は29日に出現し、中心気圧の極小期から3日の遅れとなった。5) この成熟期の3日間で、組織的なエコー分布が T_{BB} 分布などの中心核構造に関する数時間・半日・1日周期の短周期変動が見られた。6) 温度・湿度場では成熟期ですら、台風の周辺部から非対称化が進行し、特に西側では大気中層において乾燥域の侵入が著しい。1)~6)の特徴は全体としてカリブ海における特別観測によって得られたハリケーンの構造とよい一致を示し、ここでは3)~6)などが新たに詳しく解析された。

第4章では、偏西風帯に侵入した台風の温帯低気圧化の過程を詳細に調べた結果を示す。温帯低気圧への遷移過程は次の通りである。

1) 温度・湿度・高度場での非対称化が台風の偏西風帯侵入とともに著しく進行する。2) 中心を取り巻く活発で組織的な深い対流雲域が始めに消滅し、降雨域が進行前方または極側に移行する。3)、2)の進行とともに、高度・温度場における中心集中性の崩壊と下層前線帯への温度傾度の集中が起る。4) 最終段階では500mbを中心とした大気中層の台風循環が消滅すると同時に、乾燥域が循環中心まで侵入する

*村松照男：台風研究部

(1日06^Z)。この時点をもって、台風個有の特性が全て失なわれ、温帯低気圧化は完了したと言える。また、偏西風帯じょう乱への併合吸収過程では、大気中層での台風循環の消滅という不連続的な変化に対し、大気下層では連続的な変化で遷移し、台風循環そのものが温帯低気圧循環に変化した。この併合過程で、台風は温帯低気圧化数時間前から閉塞期の温帯低気圧として再発達過程を進んだ。

第5章では、アメダス雨量で見た台風の降雨量の特徴的な分布を調べる。台風の中心が観測点近傍を通過したことにより、成熟期の台風に伴う降雨量の南北分布が詳しく得られた。また、台風による降雨の分類を行った結果、台風に伴う降雨は、stage 1：Cb クラスタと前線との相互作用による降雨、stage 2：台風循環内のCb クラスタによる降雨、stage 3：台風循環内のスパイラルバンドによる降雨、stage 4：台風の中心核（眼の壁雲とそれを取り巻く密なスパイラルバンド）の環状領域における降雨；の4 stage に分類され、それぞれの stage の降雨量を定量的に求めた。台風による降雨は中心から40～150km内の眼の壁雲を含む中心核における stage 4 の降雨が主で、南西諸島（ほぼ、海上での値と見なせる）の値は平均14～24mm/hr、特に強い所で30～34mm/hr の降水強度が観測され、中心付近が通過した奄美諸島では stage 4 の降雨量が328mmと大雨となった。一方、スパイラルバンドでは10～18mm/hr であった。台風の移動が速ければ一過性の降雨となるほど量的には少ない。さらに、偏西風帯侵入直後の台風の降雨量分布も同時に得られ、成熟期のそれと比較を行い、偏西風帯における構造の遷移を調べた。

台風が日本列島に接近・上陸した際、地形の影響で降雨量が増大した。九州東部や四国西南部・南東部において特に著しく、台風の進行前面において、南東一東南東風によって、南東一東南東斜面では、台風の眼の壁雲の部分の通過により約100mm/hr の豪雨となった。これは地形の影響のない値に比べ約2.5～3倍と推定され、一方、進行方向の左前方である北西側では1.8～1.9倍の増雨効果があった。いずれの場合も山の斜面の向きと下層風向が一致する場合、増雨効果が大きい。山岳の風下側は著しく降雨量が少なかった。

第6章では、台風の移動について調べ、成熟期の台風の移動および、偏西風帯の深いトラフの前面、即ち南東象限に侵入した台風7916の温帯低気圧化と移動速度の変化の特徴を解明した。温帯低気圧化の進行・完了とともに次のように変化する。1)偏西風帯侵入による急激な加速過程、2)温帯低気圧化完了直前における速度極大期、3)中心核構造の崩壊を伴う最終的な温帯低気圧化過程の進行と偏西風帯じょう乱との併合・再発達過程における急減速期、4)温帯低気圧化完了後の閉塞期の低気圧として成熟する段階における速度極小期、5)偏西風帯じょう乱としての移動（再加速期）；という急加速後・急減速の変化の特徴を示した。このように、温帯低気圧化とともに再発達するケースは温帯低気圧化の事例の中で約3割あり、経路上では150°Eより西側の日本付近を北東～北北東進する台風に限られている。一方、温帯低気圧化とともに再発達しないケースは移動速度が一樣に増加するか、「増加後一定という変化を示し、経路では150°E以东を北東進するか、30°N以南を東北東進するケースであり、事例全体の7割がこれに分類され、両者は明確に分離される。

以上、述べたように、典型的な台風の一生の三次元構造と、その構造および移動速度の変化を明らかにすることができた。このことは台風の基礎的な構造を理解する上で重要であり、台風の三次元モデルのシュミレーションの改良に役立つであろう。

The Study on the Changes of the Three-dimensional Structure and the Movement Speed of the Typhoon through its Life Time.*

Typhoon Research Division

Teruo Muramatsu

ABSTRACT

In the report, we describe the change of the three-dimensional structure and the movement speed through a lifetime of typhoon 7916 (Owen) in autumn in 1979. The properties of the structure are analyzed for four stages; generation, development, mature and transformation to an extratropical cyclone (extratropical cyclogenesis) by using data from satellite, radar, rawinsonde, reconnaissance and AMeDAS.

In chapter 2, we discuss the generation of the typhoon from cloud cluster by analysis of the upper (250mb)- and lower (850mb)- level wind fields and time-longitude sections of GMS images in the equatorial western Pacific. The wind fields are composited from cloud tracked vector by geostationary meteorological satellite (GMS) and wind by RAWIN. It is found that the cloud cluster on the ITCZ along 10–13°N longitude has rapidly organized in the southern part of ridge area of upper the easterly wave disturbance which travels along 20–25°N with a period of 4–5 days and wavelength of 3000–4000km. The cloud cluster can be traced back 10 days before the typhoon formation. It possessed remarkable low-level circulation over 500km in a diameter before 4 days. The cloud cluster grows into the typhoon on September 23 at 13.2°N, 136.7°E west of Guam island. Including other cases of the generation of six typhoons through T7914 to T7920, it is common to all cases that cloud cluster on the ITCZ have organized in the ridge of westward traveling easterly wave along 20–25°N latitude.

In chapter 3, the three-dimensional structure of typhoon 7916 in the developing stage, minimum stage of central pressure and mature stage is investigated by using detailed data (radar, AMeDAS and rawinsonde) which are obtained when the typhoon passes slowly through in observation networks along near 130°E longitude. The observed structures are similar to those of mature hurricanes in the Caribbean Sea; 1) good axisymmetry and steep gradient of temperature and wind fields in the central region, 2) existence of warm core in the central region in the middle and lower troposphere, and 3) gradient wind balance and weak vertical wind shear above the boundary. In addition to 1)–3), we obtained observational facts as follows: 4) The radius of maximum wind agrees with that of maximum precipitation and it displaces outward from 15km (26th, 56m/s, minimum stage of central pressure) to 80km radius (29th, 38m/s, mature stage) as the maximum wind velocity decreases. Kinetic energy within the 400km radius increases in spite of decrease of maximum wind speed and becomes maximum on 3 days after the central pressure becomes minimum. 5) Echo surrounding the eye has been organized with two distinct periods of 4–5 hours and about 12 hours. And also extent of low T_{BB} area shows semidiurnal and diurnal variations. 6) Asymmetrical distribution caused by cold and dry air advection in the western quad-

* Presented by Teruo Muramatsu : Typhoon Research Division

rant becomes remarkable even at the mature stage when the typhoon is located south of 30°N .

In chapter 4, transformation process from mature typhoon into extratropical cyclone (extratropical cyclogenesis) in the westerly zone is discussed in detail for the T7916. The results are summarized as follows: 1) Asymmetrical transformation in the temperature, humidity and height field occurs rapidly as the typhoon enters deeply the westerly zone. 2) Well organized deep convective clouds surrounding the eye disappear first and precipitation area displaces to forward direction or to polar side. 3) As the processes of 1) and 2) go on, steep gradients of height and temperature near the center become obscure, and temperature gradient is concentrated to low-level frontal zone. 4) In the final stage, middle tropospheric circulation (mainly 500mb–300mb level) disappears and, simultaneously, the dry area enters to low level circular center from the rear side. At this time (06z, 1st), the typhoon has already lost all the properties and is transformed into an extratropical cyclone.

In the process of interaction with the westerly disturbance, the circulation of typhoon itself changes continuously to that of cyclone in the lower level below, 850mb, contrary to discontinuous transformation in the middle troposphere.

In chapter 5, by using data of AMEDAS we analyzed the north-south cross section of precipitation associated with the Owen in mature stage and heavy precipitation enhanced by orographic features in the Japan islands.

The rainfall associated with the typhoon is classified into four characteristic stages and is estimated quantitatively for each stage; 1) stage 1; rainfall at the stage when Cb cluster and frontal cloud band get close to each other and interact, 2) stage 2; rainfall due to Cb cluster within the typhoon circulation area, 3) stage 3; rainfall due to the spiral band, 4) stage 4; the heaviest rainfall in the central core region (including eyewall) from 40 to 150 kilometer radii. Mean and maximum values of precipitation in the stage 4 are 14–24mm/hr and 30–34mm/hr, respectively. Rainfall amount due to stage 4 exceeds over 300mm/day on the Amami island.

On the other hand, rainfall intensity is intensified by orographic effect when the typhoon approaches the slope of mountain, especially, Kyushu district and southwestern and southeastern parts of Shikoku district. The modification factor, which is defined as ratio of precipitation enhanced by orographic effect to that without effect, is 2.5–3 in the N-NE sector of the typhoon and 1.8–1.9 in the N-NNW sector when the direction of the slope agrees with that of low level wind.

In chapter 6, it is revealed that the characteristic change of typhoon speed takes place in the process of transformation into an extratropical cyclone when the typhoon enters southeast quadrant of the deep westerly trough. Characteristic features of the velocity change accompanied with extratropical cyclogenesis are shown as follows; 1) rapid acceleration stage when entering into the westerly zone, 2) the maximum speed stage immediately before full transformation into extratropical cyclone, 3) deceleration stage accompanied with final transformation and re-development as an extratropical cyclone, 4) minimum speed stage, when the cyclone becomes mature as occlusion cyclone, and 5) stage of removal as migratory westerly disturbance. The rapid acceleration subsequent rapid deceleration in the process of extratropical cyclogenesis is emphasized in this study.

Such features in the movement speed are found when typhoons move NNE-NE-ward west of 150°E and enter southeast quadrant of the deep westerly trough. When the typhoon moves NE-ward east of 150°E or ENE-ward in south of 30°N latitude the speed is constantly increased or constant after increasing, and the transformed extratropical cyclone does not develop, unlike the former case. It is also found that the former is about 30 percent and latter is 70 percent of all transformation cases. Both

cases are classified distinguishably.

In chapter 7, disasters caused by the typhoon are summarized.

In this report, we can reveal the changes of three-dimensional structure and movement speed on the typical autumn typhoon through a life time. Observation results are not only useful to understand the structure in detail but also helpful to develop the simulation of the three-dimensional dynamical model of typhoon.

第1章 まえがき

GMS「ひまわり」が1977年に、また「ひまわり」2号、が1980年に打ち上げられ、台風に関する衛星データが飛躍的に増大した。従来、我が国に甚大な被害を与えた台風に関しては気象庁技術報告などにまとめられ報告されているが最近は皆無である。1978年以降、通常3時間毎の衛星データが得られ、西太平洋全域について均質な画像を得ることが可能となり、アメダス（地域気象観測システム）の展開をも加え、台風の立体構造を発生段階から衰弱まで連続的に捕えることができるようになった。しかしながら、GMS・アメダス・レーダー等のデータを用いて特定の台風を多面的に解析した報告はない。

本報において、1979年の台風第16号（台風7916）について、現在入手し得る全てのデータを用い、発生期・成熟期・温帯低気圧化・衰弱等の過程の構造解析の結果を報告する。

1.1 台風の概要

台風は1979年9月23日06^z（日本標準時は9時間加えて15^hとなる）、Guam島西方の13.2°N、136.7°Eで発生した。図1.1に台風の経路図と中心気圧を示したが、室戸台風や第2室戸台風と非常によく似たコースをたどり、四国上陸から大阪湾通過まで類似した台風であった。四国上陸時に中心気圧955mb、大阪湾通過時に960mbと前述の2台風に比べ20~35mb浅く、高潮の被害は軽微であった。死者数12名はそのほとんどが崖崩れによるものであった。

この台風の発生から温帯低気圧へ変る期間での台風中心の気象要素の変化を図1.2に示した。発生時996mbであった台風は25日00^zには965mb、そのあと急激に発達し、25日2131^zには918mbと極小値を記録した。中心気圧が920mb以下の極めて発達していた期間は25日21^zから26日09^zの間続き、その後中心気圧は浅まり27日00^zには945mbとなり、29日まで950mb前後のほぼ一定の中心気圧を維持し成熟期を迎えた。台風は29日に水平方向へ最も勢力を拡大したあと偏西風帯へ侵入し、30日00^zには30°N線を越えた所で北東へ進

路を変え加速し温帯低気圧化が急速に進行した。30日10^z（19^h）には四国東部に上陸し、大阪に再上陸したあと日本列島上を北東~北北東進し、10月1日00^zには八戸沖に抜け、06^zに温帯低気圧へと変った。この低気圧は閉塞期の温帯低気圧として再発達し、オホーツク海南部を東北東進した。

1.2 構造解析の主要な点

本報では、はじめに衛星可視画像データを用いて時間・経度変化図を用い、ITCZ上のクラウドクラスターの移動・成長と衛星風ベクトルを主体とした上層・下層の流れの場を調べ、台風の発生を現象論的に議論を行う。

次に、台風の発生から成熟、そして中緯度偏西風帯での温帯低気圧化の過程を次のように段階分けを行い、各段階での構造及びその変化の過程を調べる。台風の一生は、

- i) 発達期、9月23日06^z~25日18^z、
- ii) 中心気圧極小期、25日21^z~26日06^z
- iii) 成熟期、26日09^z~29日16^z
- iv) 温帯低気圧への遷移期(温帯低気圧化の期間)、29日00^z~10月1日06^z;の4段階に加え
- v) 温帯低気圧の期間、10月1日06^z~;と5段階に分けられる。この期間のGMS画像を写真11(23日00^z)から写真24(10月2日00^z)に示す。また26日00^zから10月2日00^zまでの500mb、850mb、地上天気図を図A・1から図A・11に示し、GMSで観測されたT_{BB}(等価黒体温度)の分布を、台風を十分に含む経度15度×緯度15度の矩形内に示し、図A 12(25日00^z)から図A・22(1日12^z)に載せた。

この成熟期の期間、台風は東経130度線沿いに北上し、中心気圧950mb前後の勢力を維持しつつ奄美大島の近傍を通過した。この期間、6時間ごとの高層気象観測(那覇・名瀬)データや毎時観測のレーダー(沖縄・名瀬・種子島)、沖縄から種子島までのアメダス(地域気象観測システム)雨量観測点で得られた毎時雨量、GMS観測資料等が得られ台風の構造を詳細に解析することができた。また、発生期から中心気圧変動期の構造の

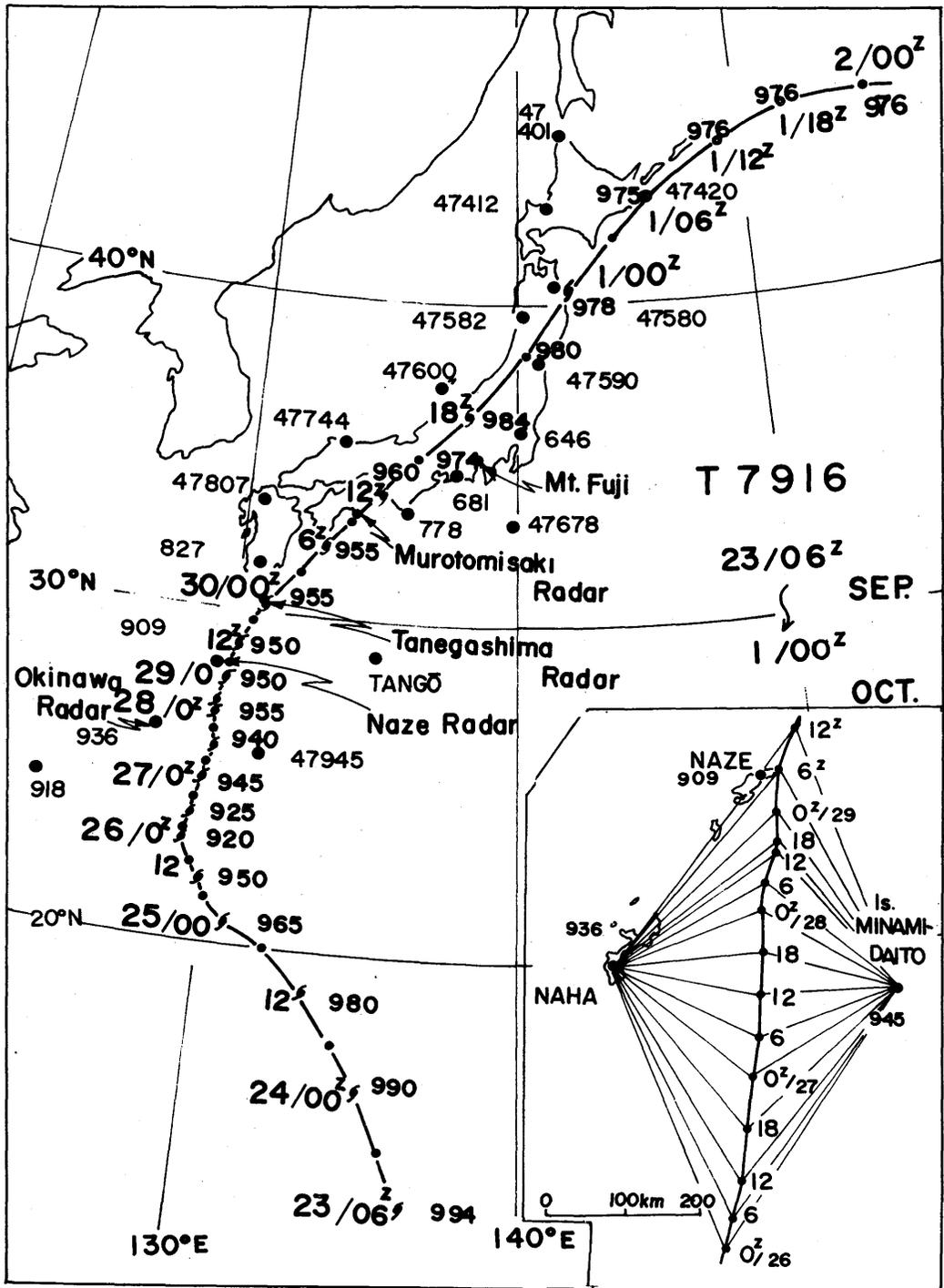


図1.1：台風7916 (OWEN) の経路図と高層観測点及びレーダー観測点の分布。右下図は名瀬、那覇、南大東島と台風との相対位置詳図。小文字は中心気圧。

変化を700mbの飛行機データで解析する。

次に、台風域内の降雨量の分布を海上での地形の影響が少ない所でデータを解析した。降雨の特徴を台風域内の特徴的分布ごとに stage 分けし、定量的な見積りを行う。さらに日本列島に接近・上陸した時の台風による降雨について地形性の増雨効果を調べ増雨係数を定量化し、台風による降雨量全体の降雨予測の可能性を検討した。

偏西風帯に侵入し温帯低気圧構造に遷移しつつある台風が日本列島を縦断し、台風臨時観測網の中を好条件下で通過した、このことにより台風の温帯低気圧化について詳細な解析をすることができた。また、この温帯低気圧化の過程で、移動速度が特徴的な変化をすることが解析され、台風の経度別に分類され、移動速度の変化パターン別に分類されることを示す。

最後に災害のまとめを行う。以上述べたように台風の一生を多面的に解析し台風の一生の構造変化の解明を行う。データは許される範囲で可能な限り挿入した。

1.3 データ

この報告にあたって使われたデータは以下の通りである。

1) GMS 資料

イ) 可視・赤外面像 (3時間毎)、9月10日~10月2日、赤外は10.5~12.5 μ 赤外の窓領域。

ロ) T_{BB} 分布図、9月25日~10月2日、0.1~0.3度格子で内挿したもの。

ハ) 衛星風ベクトル、00^z及び12^z、2回/day、上層風及び下層風。

ニ) 風ループムービー (動画)、1.5時間、30分毎に4枚の画像で動画としたもの、00^z、12^z;

ホ) 赤外動画 (3時間毎の画像で構成)、

2) レーダーエコー

沖縄レーダー (9月26日~29日)、奄美大島、名瀬レーダー (27日~30日)、種子島レーダー (29~30日)、室戸岬レーダー (30日)、富士山レーダー (30日~1日)、函館・札幌・釧路レーダー合成 (1日)。

3) 飛行機観測 (Guam, JTWC) データ。台風域内の貫通飛行による700mb精査、中心位置、ドロップゾンデ等のデータ、23~30日の間に31回の観測が行なわれた。

4) 高層ゾンデ観測、通常00^z及び12^z (06、18^zはレーウィン観測のみ)、台風接近時の26日00^z~10月1日00^zの期間は台風臨時観測により6時間間隔のデータ (06^z、18^zともゾンデ観測)。

5) 天気図、300mb、500mb、700mb、850mb、surfaceと ζ 、 ω 場。

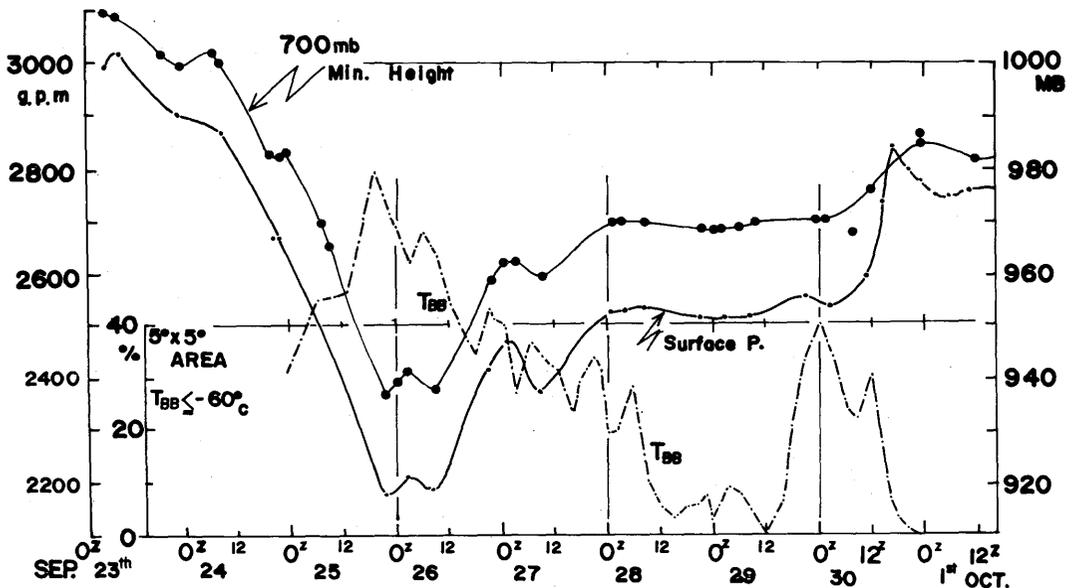


図1.2: 台風の中心気圧、700mbの高度および5°×5° (約500km) 矩形内の $T_{BB} \leq -60^{\circ}C$ の占有率の時間変化。

第2章 台風7916の発生論

2.1 クラウドクラスターから台風7916への成長

GMS の通常観測で 3 hr-ly の衛星画像が常時得られるようになり、台風の発生・発達を連続的に監視することが可能となった。このように時間分解能の良くなった衛星画像で台風発生を見ると、活発化した ITCZ 上において、クラウドクラスター^(注1)が台風発生数日前から急速に組織化されることが観測される。即ち、クラスターが周辺から孤立し、上層からの発散を示す絹雲の吹き出し、そして、下層循環を示唆する背の低いスパイラル状の雲列、などの諸特徴が認められ、組織化が進行する。

クラスターの成長・移動については、Chang (1970) が1967年7月1日～8月14日の期間の、 5° — 10° N、 150° E— 80° W の衛星写真を並べ、時間・経度変化図を作成し、この緯度帯におけるクラスターの移動を偏東風波動との関連で解析している。このあと、Reed and Recker (1971) も同じ年のデータを7～9月の3ヶ月に延長し、領域を主に台風発生に移し、 120° E— 170° W の範囲で時間・経度変化図を作り、西進するじょう乱に伴うクラスターの追跡と高層データを用い、構造解析を行っている。

ITCZ 上のクラスターと台風の発生との関連を調べるため、Chang (1971) と同様な方法で、台風7916の発生11日前から発生までの期間の 110° E— 170° W、 5° — 23° N の範囲の時間・経度変化図を作り、写真2及び3に示した。写真2には9月12日から17日、写真3には18日から24日までの期間を示し、台風全体を包含できる領域を選び、積乱雲の雲頂部から吹き出す絹雲で乱されないため、 140° E の地方南中時の03^zの可視画像を選んだ。

注目されるのは、写真2の9月14日の雲写真である。 10° — 13° N 帯上 122° E、 135° E、 153° E、

(注1) クラウドクラスター (cloud cluster) : 積乱雲が数百kmの狭い範囲に密集した雲域、赤外・可視、両画像とも白く映っており、活発な対流雲の集合体である、以下略して『クラスター』と呼ぶ。

164° E 付近に並んだ4個の周辺から孤立した組織的なクラスターが観測されている。写真4に同日の00^zの赤外画像を示してある。両画像を比較すると、可視画像では白く輝き、積乱雲の雲の密度が濃いことを示し、赤外画像上でも同様に白い輝度を示し、雲頂温度が -70 — -80° Cの低温で、圏界面に達する雲頂高度をもつ活発な積乱雲で構成されていることがわかる。

これらの4個のクラスターは直径400—600kmであり、クラスターとしては代表的なスケールをもち、 10 — 13° N 帯をほぼ1500km間隔で並んでいた。西側より CL 1、CL 2、CL 3、CL 4 を呼び、写真3の20日の画像上で 14° N、 162° E 付近のクラスターを CL 5 と呼ぼう。

(1) CL 2 から台風7914への成長

この4個のクラスターの中で最も典型的な CL 2 について見よう。9月14日の赤外画像(写真4)では周辺から孤立した直径約400kmの CL 2 が 137° E 付近にあり、14日00^z—06^zの3時間ごとの可視画像でも低気圧性循環をもち、14日00^zの風ループ動画^(注2)の解析からも、クラスターの雲頂から高気圧性曲率をもった吹き出しが顕著となり、CL 2 は16日06^zに台風7914となった。

このクラスターの成長を下層の流れの場で見ると、図2.1、a、b に 3° N— 20° N、 110° E— 180° E の帯状の範囲の対流圏下層の流れの場を示す。期間は台風第14号から16号の3個の台風が発生した9月10—23日の2週間である。衛星による下層風ベクトルは30分間隔の画像から小積雲塊 (cloud element) の移動を相互相関法で計算されたものである。Hasler, et al. (1977) は貿易風帯の下層の積雲塊の移動と周辺風を航空機で観測した結果、雲底における風速と雲の移動ベクトルはほぼ一致するという観測結果を得ている。この結

(注2) 風ループ動画: 00^z及び12^zの上層風観測用の動画である。正時1.5時間前から30分間隔の画像を4枚撮影し動画にしたものである。その他、3時間間隔の赤外画像を動画にしたものもあり、36時間(あるいは、長期間)の動画にしたものである。便宜的に、『3 hr-ly動画』と呼ぶことにする。

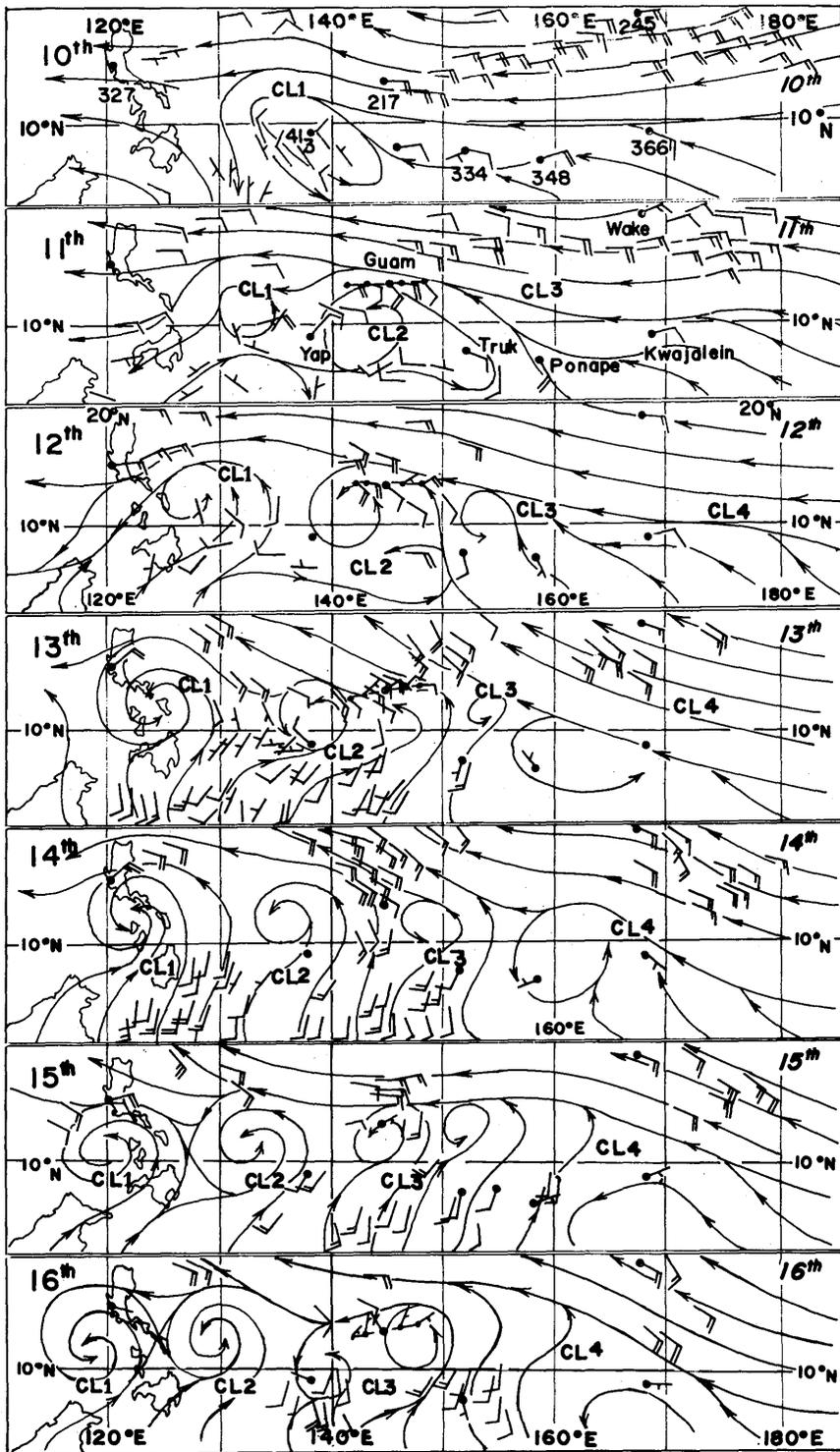


図2.1①：下層風場の解析（衛星風の下層風ベクトルおよび高層観測点の850mbの風（黒丸）。9月10—16日（①）
 図）、範囲は3°N—20°N、110°E—180°E、CL1～CL4は写真2と同じクラスター。

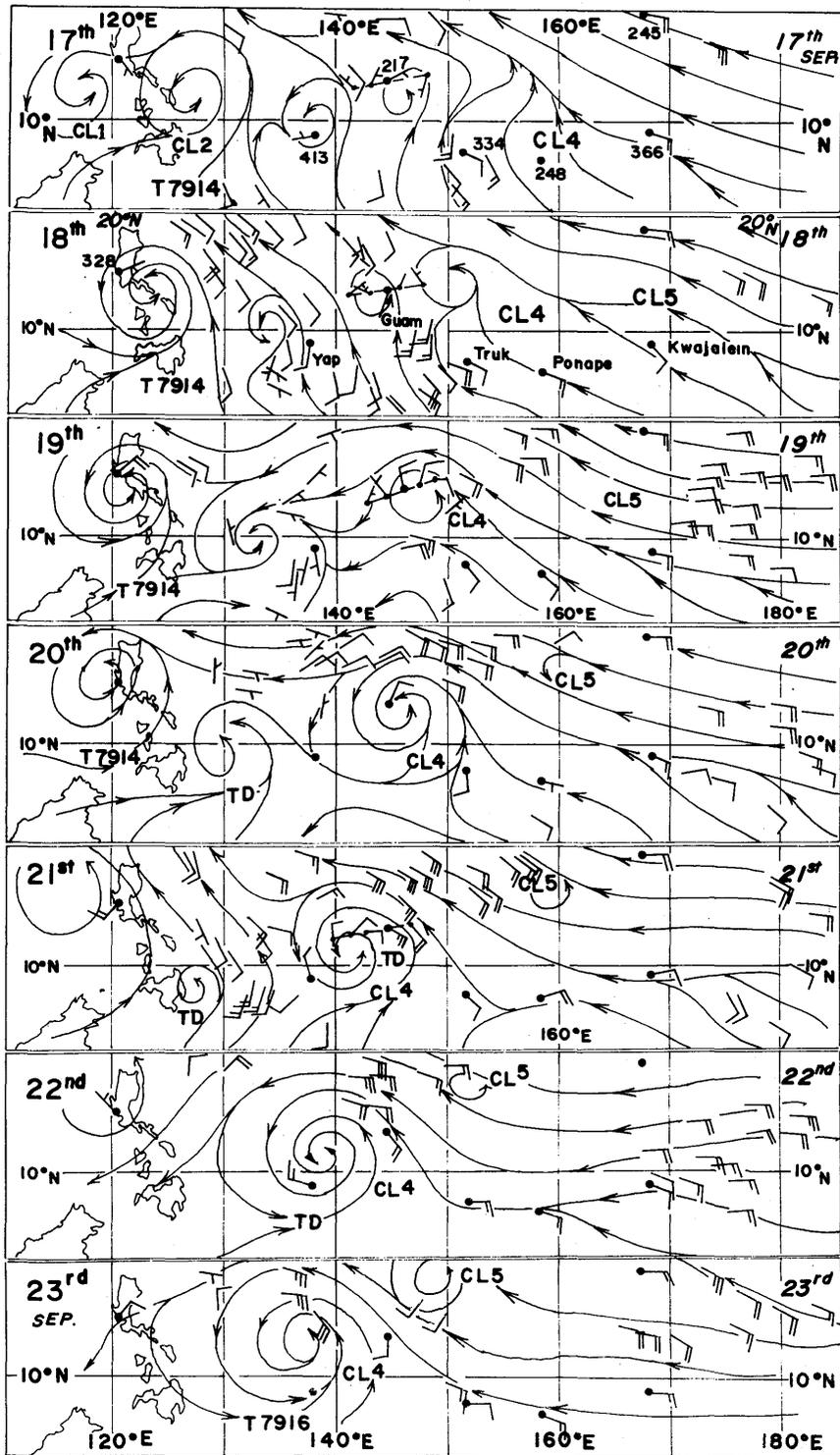


図2.1⑥: 図2.1①と説明は同じ、①図に続く9月17日~23日。

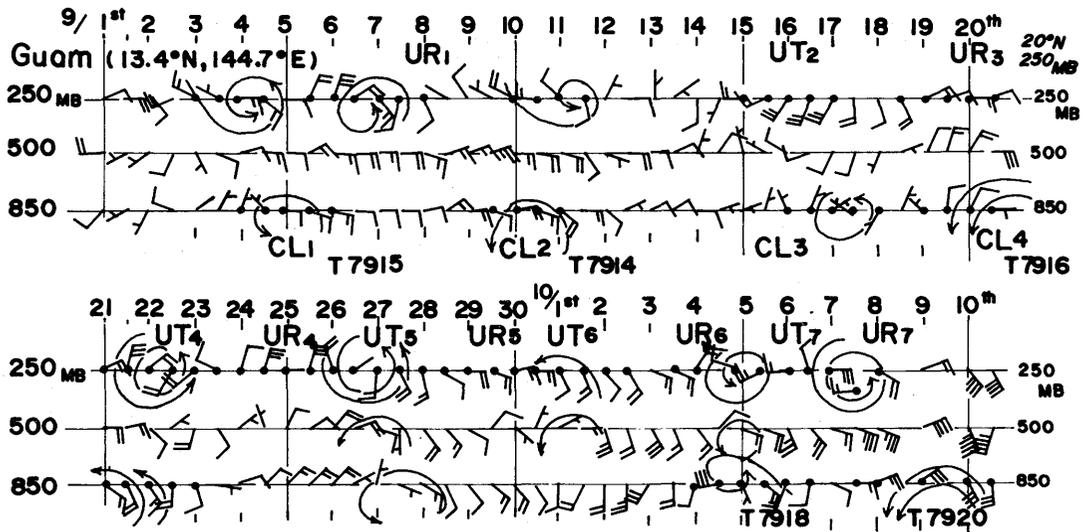


図2.2 : Guam の850mb、500mb、250mbの高層風シーケンス、9月1日～10月10日 (00^z、12^z)。UR1、UT1、……、UR7 は図2.7で示された20°N帯のトラフ、リッジ域。

果をもとに、小積雲の移動から下層風の風ベクトルを求めており、熱帯での下層風は850mb、上層は200mbの高度の風とほぼ一致している (Hamada, 1982)。図中、高層観測点を黒丸で示し、850mbの高層風を記入し、Guam (13.4°N、134.7°E)のみ前後1日のデータを時空間交換して合成した。

Guamの高層風観測の時間断面図を図2.2を示す。この図から、10月から11日にかけて弱いじょう乱がGuam上を西進通過したことが認められ、画像は省略するがCL2はこの下層じょう乱に対応しており、12日には140°E付近に西進してきた。12日00^zの風ループ動画を見ると、このCL2の雲頂部より高気圧性の吹き出しが観測され始め、3 hr-ly動画からも、クラスターを構成する雲塊が回転し始めたことが観測され、組織化が急速に進んだ。地上天気図解析においても12日00^z、13°N、140°Eに1008mbの弱い熱帯低気圧がすでに解析されていた。

13日の画像上で、クラスターの雲域の径は小さくなったが、下層雲列のスパイラル状が明瞭化し、図2.1aの下層風の場において、Yap (9.4°N、138.2°E)の風が北西となり、下層循環場が閉じた系となっている。14日には衛星画像上において、雲の縁が明瞭に切れ、低気圧性曲率を有するようになった。3 hr-ly動画で見るとクラスターは既

に回転を示し、天蓋 (dense overcast、クラスターの雲頂部が絹雲で覆われ、滑らかになったもの) が明瞭化してきた、地上天気図の解析で12.0°N、135.7°Eに1008mbの弱い熱帯低気圧として解析されている。

このあとの発達写真は写真2の画像の15日—16日で見られるように急速で、16日の赤外画像 (写真5) では中心部の天蓋 (CDO) が明瞭であり、スパイラル状の雲バンドも形成された。03^zの画像ではCDOの円形度も良くなり、06^zには台風7914 (MAC) に成長した。このCL2を写真2の画像上で右上りに、すなわち西進する位相として遡及してみると、途中一担不明瞭となるが、写真2の期間より、さらに前までクラスターを追跡でき、9月6日すなわち、発生10日前まで特定できた。

(2) CL4から台風7916への成長

写真2の14日の画像上で10°N、164°E付近にあったCL4は、前日、ITCZの雲バンドの西端の部分が分離しクラスターとなったもので、14日には直径約400kmの周辺から孤立し、組織性が増大した。15日にはその雲頂部が絹雲の吹き出しで平滑化された。

図は略するが、Wake (19.3°N、166.6°E) と Kwajalein (8.7°N、167.7°E) の高層観測点の高層データのシーケンスを見ると、Kwajaleinでは

12日から13日にかけて CL 4 に対応すると見られる、 10°N 帯の弱いじょう乱の西進通過が認められる。一方、これとは別に Wake では図2.1aの10日~14日で見られるように 20°N 帯の偏東風波動が西進通過した。この観測点における850mbの高度が、9日の1560gpmであったのに比べ、12日00^zでは1548gpmの極小となり波動の通過を示し、流れの場もこれを境に東北東流から東南東流へ変った。

しかし、このあと18日まで CL 4 の周辺の場合は雲ベクトルが十分得られず、高層観測点もないので波の発達についてはこれ以上の議論はできない。写真2、3の時間・経度断面図で見ると、16~17日にかけて一担不明瞭になったが、CL 2 と同時に、左下りに雲域が追跡された。すなわち、じょう乱は西進し、18日には 16°N 、 151°E 付近に下層循環中心をもち、低気圧性に湾曲した縁をもつ雲バンドを含むクラスターに成長した。一般に、クラスターの組織化が進行すると、その水平スケールは減少し、雲列や雲バンドが低気圧性曲率を増すと同時に、縁が明瞭に切れる特徴をもち、18日はこの兆候を見てよい。

19日00^zの下層流線図と可視画像を合成したものの(黒田、1981)を、写真7の上段に示した。CL 4 は周辺から孤立してまとめ、雲域の西側の縁付近の 15°N 、 147°E に下層循環中心をもち、組織的なクラスターに成長し、03^zでは全体の円形度が増し、台風7914に成長したCL 2 の13日(発生3日前)の段階とよい類似性が見られた。

このあと、じょう乱は Guam を通過し、図2.2で解析されたように直径約600km(最大風速7~8 m/s)の明瞭な循環をもち、風ループ動画において上層風が高気圧性に吹き出していた。20日には可視画像に下層循環を示唆するスパイラル状の下層雲列が観測された。しかしながら、その中心はまだ天蓋の外に観測された。

21日には、短時間連続観測(マルチセグメント)で得られた詳しい下層風ベクトルとそれをもとにした流線図が得られ、写真9に示した(黒田、1981)。この観測は 10° ~ 30°N の範囲を10分間隔で連続的に撮影したもので、この0453^zの観測の場合は7回行なわれた。この観測では、寿命の短い小積雲の移動が詳しく観測され、下層風ベクトルを求めるのに極めて有効である。CL 4 に対応する直径5~600kmの下層循環が明瞭で、19日に

比べ循環の水平方向への拡がりが増大するとともに、循環中心から半径300km付近でも、すでに7~10m/sの風速となっている。このあとの0723^zの上層風の観測でも、このクラスターからの吹き出しが顕著であった(黒田、1981)。

23日00^zには、天蓋の下に下層循環が入り、雲域の形態と熱帯低気圧の強度分類(Dvorak、1975)から見て、急速な発達を示した。CL 4 は23日06^z、 13.2°N 、 136.7°E において中心気圧994mbの台風7916に成長した。この成長過程において、直径数百kmの下層循環が明瞭化し、上層での高気圧性の吹き出しという対流圏を通しての低気圧循環に成長した19日が、クラスターから台風になる過程で重要なステップとなることを示している。台風7914においても、同様に、発生3日前の13日がこれに対応すると見られ、この時点は台風発達の数値モデルの初期値として与える熱帯渦動に近い形態を示している。

(3) CL 1、CL 3 および CL 5 の成長

CL 1 の場合、CL 2 に比較して、成長過程は不明瞭であるが、9月14日の写真2ではクラスターが明瞭となり、15日には低気圧性回転を示すと同時に曲率をもった雲バンドに成長、地上天気図においても、1004mbの弱い熱帯低気圧として解析されている。さらに南シナ海で天蓋が明瞭化し、北西進後、19日12^z 海南島の南で台風7915となった。

また、CL 5 は写真3の22日において、下層積雲の渦巻が明瞭で中心は 18°N 、 155°E 付近に見られ、23日にはクラスターの上部が滑らか(天蓋)となり、24日にはこの天蓋の下に下層循環が侵入、上層からの吹き出しが高気圧性となり急速に組織化が進み(写真11)、写真12では、台風7916の東側に天蓋と下層循環をもつクラスターが観測され、12Zには台風に成長した。しかし、25日になると下層雲とクラスター(天蓋)が離れ、下層雲のみの台風となり、27日には台風7916に吸収され消滅した。

一方、CL 3 は写真2および写真4の9月14日において直径約500kmの天蓋をもつクラスターに成長したが、15日には活発な積乱雲域が消え、Guam 島近くを西南西進した。19日には 10°N 、 132°E 付近に中心をもつ下層雲列(下層循環)のみ観測され、深い対流雲域はない。上部構造が十

分に組織化されていない shallow typhoon (Frendell, 1974) に近い形態を示している。このあとも、組織的な深い雲域をもたず、弱い熱帯低気圧と解析されながらも、21日には消滅した。他の4個のクラスターが全て台風に成長したにもかかわらず、CL 3だけは衰弱した。下層に低気圧循環をもっていた点は共通するが、活発な積乱雲クラスターが消滅し伴なわなかったのが相異点である。

また、CL 2、CL 4と同様に CL 1では台風発生3日前の15日が、また CL 5では発生3日前の22日が対流圏を通しての循環に成長した日と見なせる。

また、CL 1~CL 5が発達し、台風となった位置は150°E以西の ITCZ であり、T7914の発生は16日で13日には組織的なクラスターとなった。図 2.1a、bで明らかなように、この期間は150°E以西の10°Nより南の領域で赤道越えの南~南西気流が明瞭化した9月13日からの時期と一致していた。このことは、赤道越えモンスーンの強化に伴い、ITCZ付近で下層収束の増大が、クラスターの発達に密接に関係しているということを示し、興味深い。

2.2 台風の発生と平均的な場

台風7916の発生期を含む9月14~10月6日の3週間の期間の平均場の解析を Shimizu (1983)の結果で見てみよう。

図2.3; a 図一上段一は T_{BB} 分布の平均図であり、GMSの相当黒体温度のこの期間の平均値である。

特徴点としては：i) 10°N帯を中心に低温域が带状に延び、ITCZに対応する活発な積雲活動を示し、ii) 特に150°E以西で低温(活発)となっており、iii) 150°E以东では10°Nから5°N帯に中心がある雲バンド域に対応している、iv) 一方、140°E付近からは南東へ赤道を越えて延びる低温域が存在する、などの点が見られる。

対流圏下層を代表する850mb面における東西風成分の分布を図2.3.bへ示す。陰影の部分は東風の領域を示している。特徴点としては；

i) 赤道付近の偏東風領域に145°E以西で赤道から15°N付近まで西風領域があり、145°E以西で15°N付近に東西成分の零線、即ちシャープライン

が存在している。ii) 140°E以东の20~15°N帯には偏東風の風速極大域がある、iii) 太平洋中部に中心をもつ亜熱帯高気圧の軸は30°N付近にあり、また中国大陸にも高気圧との間の135~140°Eに低圧部がある。iv) 145°E以东で15°N帯から7°Nへと右下りにシャープの大きい所がある

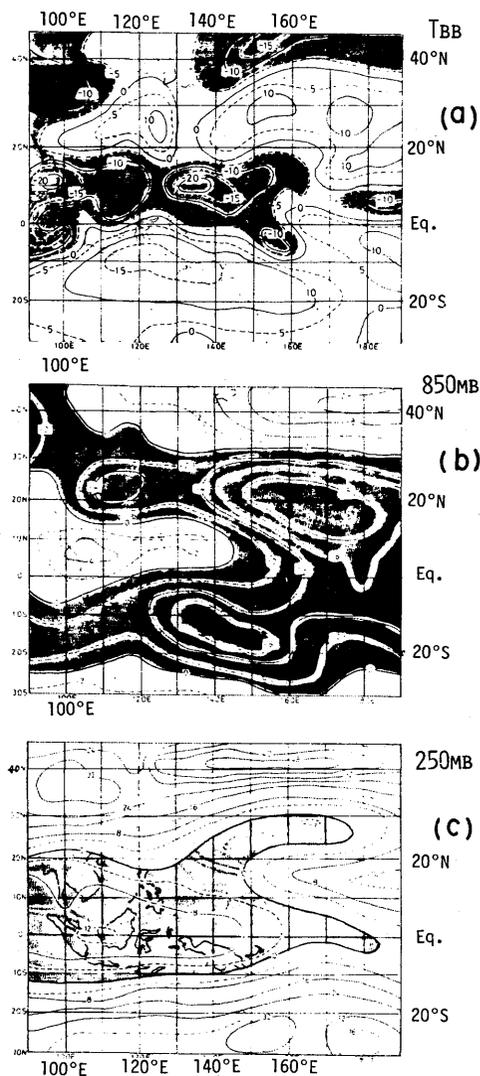


図2.3: T_{BB} (a)、850mb (b)、250mb (c)の東西成分の平均図。期間は9月16日~10月6日、 T_{BB} の陰影は $T_{BB} \leq -5^{\circ}\text{C}$ 、850MB、250MBとも東風成分単位は m/s 、(SHimizu,1983)。

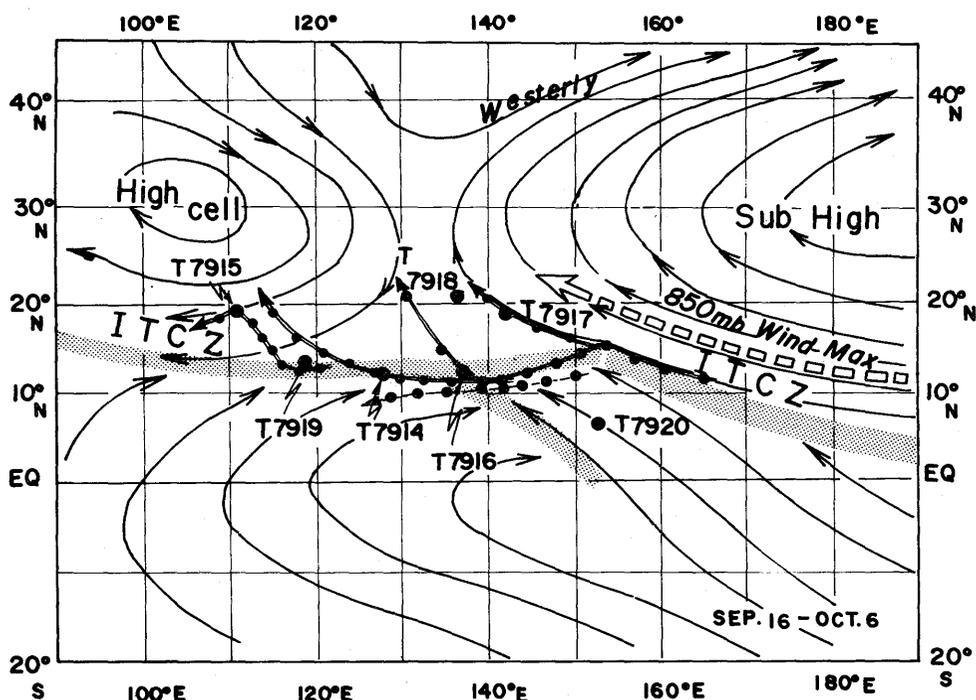


図2.4：図2.3をもとにした平均場とクラウドクラスター CL1～CL4 の移動軌跡と台風7914～7920の発生位置（大きな黒丸）を合成。

る。V) 下層のシャーラインの位置は ITCZ と見られる T_{BB} 低温域の帯状の雲域とよくあっている；などがある。

対流圏上層を代表する250mb面における東西風の分布を図2.3(C)に示す。特徴点としては；i) 赤道上で180°Eより西で東風成分である。ii) 一方、150°Eより東では10°-20°Nで西風、20-30°Nで東風があり、20°N帯を軸とするトラフの存在を示唆している。

上記の特徴点をまとめたものを図2.4に示す。2.1で解析を進めたクラウドクラスター CL1～CL5の移動を合成、この期間発生した T1914から7920までの7個の台風の発生位置を黒丸で示し、さらに、図2.3における T_{BB} 分布及び850mbの東西風の分布から得た ITCZ を陰影で示した。CL1～CL5は全て、この陰影上すなわち ITCZ をクラスターとして西進していることがわかる。そのうち、台風7914、7919は11～13°N帯、T7920は8°Nで発生し、いずれも ITCZ 上であった。また、T7915、7917、7918はすでに ITCZ で対流圏を通しての循環をもつ組織的なクラスター

となっており、その後、ITCZを離れ北上しながら台風に成長したものである。いずれの場合でも、台風の先在じょう乱は ITCZ 上を西進するクラスターであることが共通している。台風7916は、その典型的なものであった。

2.3 台風7916の発生と上層・下層風の場合

Frank and Hebert (1974) は大西洋において6年間に608個のクラスターを拾い出し、その内50個(8%)が発達した熱帯低気圧になったと報告している。2.2で述べたように、9月から10月始めにかけ7個の台風が ITCZ のクラスターから成長している。ここでは、この成長過程を上層および下層の場合との関連で調べ、CL3だけが成長しなかった点についても述べる。

(1) 台風7916の発生と上層風の場合

黒田(1981)は20°N帯を西進する活動と南北に連なる対流性雲バンドとの関係を調べるため、9月14日から22日までの期間について、00°

の衛星風ベクトルをもとに詳細な上層風場を解析している。この期間はCL4が対流圏を通しての循環に成長した19日を含み、重要な時期であった。00^zの上層風場と赤外写真を写真4—9に抜粋して載せた。衛星による上層風の観測は風ループ動画から上層雲の移動ベクトルとして算出したもので、250mb面の風の場と見なせる(Hamada, 1982)。

熱帯低気圧の発生・発達と上層(250mb付近)との関係について、Sadler(1976, 1978)は北西太平洋の対流圏上層トラフ(tropical upper tropospheric trough, 略してTUTT)と台風の発生・発達との関係を調べ、対流圏上層の低気圧の果す役割として上層切離低気圧によって強まる北側の西風と赤道上空付近の東風が上層の吹出し通路を作ることになり下層のじょう乱の発達を強める効果を持つことを強調した。Shimamura(1981, 83)はGMSの衛星風から得られた詳細なデータを解析し、台風の発生に関して、下層の偏東風波動と上層寒冷渦との関係が深いことを解析している。

台風7916について、同様に議論する。写真4は14日00^zの赤外画像と上層の流れの場が重ねて示

されており、CL4は弱い上層発散場の南端に位置している。16日(写真5)~18日(写真6)と時間の経過に従い、上層のリッジ域は10°N~30°Nまで南北に大きく拡がり、のちにT7916になるCL4は、その南端の13°~15°N付近に存在している。次いで、台風の先在じょう乱(下層循環を伴ったCL4)になった19日には南北に拡がり、クラスターはその南端にある。またUC3で示された上層寒冷渦は偏西風の流れから切離して南下(shimizu, 1983)し、17日には最も南下し20°Nまで達した。

Sadler(1976, 1978)やShimamura(1981, 1983)によれば、上層寒冷渦の南東象限が熱帯じょう乱の発達に好条件であると述べられている。Shimamura(1981)で解析されているT7811の場合、明瞭を下層循環をもった組織的なクラスターは上層冷渦の中心より南東900km付近で発達を続け、3日に台風となった。CL4のケースでも同時に、17~19日において上層寒冷渦UC3の南象限の中心より約1000km付近にクラスターがあり、それを取り巻く周辺場に共通性が見られた。

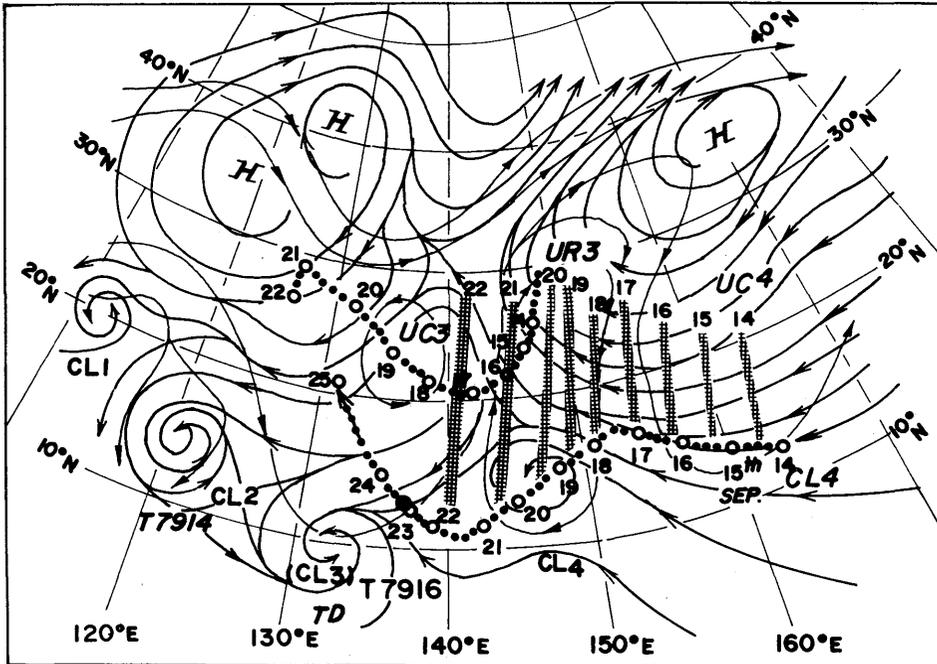


図2.5: 上層リッジ域(発散域—UR3)の移動とクラスターの移動・成長及び上層寒冷渦 UC3の移動。CL4から台風7916への成長(23日)。実線は850mb、細線は200mb(19日00^z—写真7)。

このように、1) 切離した上層寒冷渦の南下、2) 20°N 帯の偏西風波動の振幅の増大、3) 上層リッジの強化; という過程をへて形成された上層の流れの場の中に、10—13°N 帯の ITCZ 上のクラスターが西進・移動してきている。この上層発散域に侵入したクラスターは急速に組織化が進み、下層循環が明瞭化し(19日)、23日に台風となった。

図2.5に上層寒冷渦の中心、上層リッジおよび CL 4 の移動を合成したものと示した。CL 4 は17日以後、大気下層の流れに沿って西南西進しながら成長を続け、UC 3 は19日以後、CL 4 から離れ北西進した。Shimamura (1981) の T7811 の発生期と非常によく類似性が見られた。23日06^z、CL 4 は台風7916に成長し、ITCZ から離れ北上を始めた。

また、写真4—10およびGMSの上層風ベクトル分布から求めた上層リッジ域(発散域)の移動とクラスターの移動を図2.5に示したが、このリッジはのちに述べる図2.7のUR3に対応するもので、このリッジ域の南端、即ち、ITCZ 上でクラスターが発達・台風が発生しているように見え

る。

全く同様に台風7914についても上層リッジとの対応で議論することができ、解析した結果を図2.6に示す。図2.5と同様に上層リッジ場とITCZとが交わる領域でクラスターが顕在化し、13日から14日にかけて、上層発散が明瞭で、下層循環をもつじょう乱へ成長し、16日に台風7914となった。

同様に、台風7915についても、組織的なクラスターにまとまった14日にはUC1(写真4)が18°N、113°E、UC2が18°N、137°Eにあった。いずれもCL2、CL4で述べたと同じ経過をたどり、台風に成長した。

(2) 対流圏上部のトラフ・リッジの時間・経度変化

図2.7は対流圏上部の250mb面のトラフーリッジの時間・経度変化と、この期間に発生した台風7914から7920位置、およびクラスターの移動を合成したものである。図の中で9月16日から10月5日までに期間について、Shimizu (1983) によって計算された、20°N帯を中心とした、250mb面の相対渦度分布の時間・経度変化を合成した。

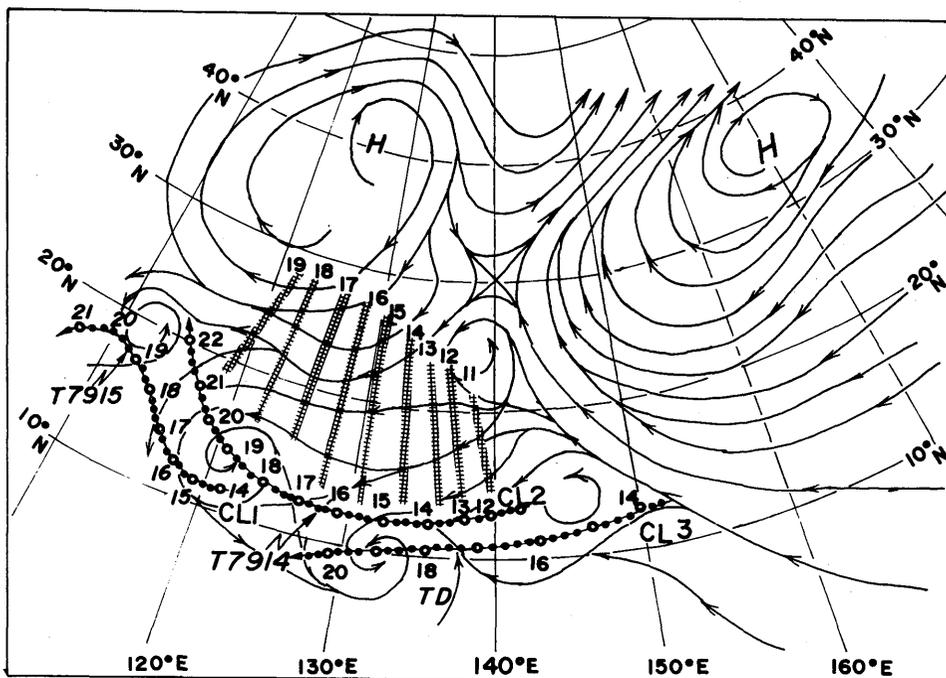


図2.6: CL2から台風7914への成長(16日)上層リッジ場(UR1)とクラウドクラスターの移動。CL1及びCL3の軌跡も示した。実線は19日00^z、下層流線(写真7)。

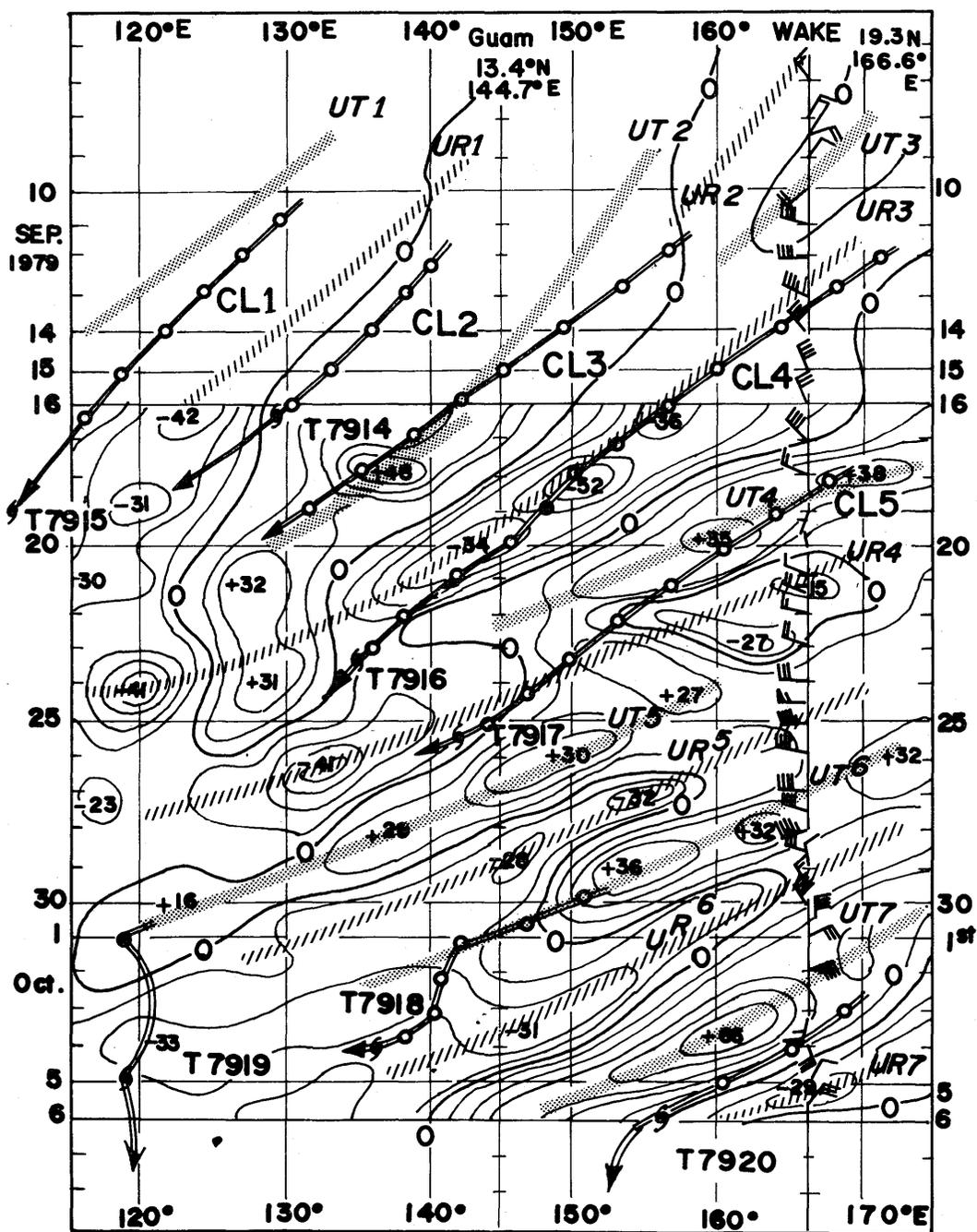


図2.7：20°N 帯の対流圏上部 (250MB) のトラフ・リッジの時間・経度変化。9月16日～10月6日、数値は相対渦度、トラフを UT1～UT7、リッジを UR1～UR7 と名付ける。白丸はクラウドクラスター CL1～CL5 の動きと台風への成長、\$ マークは台風発生を示す。

相対渦度の正の領域をトラフ域、負の領域をリッジ域とし、図の中で示したように、UT1、UR1、UT2、……、UT7、UR7と呼ぶことにする。この期間に発生した台風7914から7920まで全て上層渦度の負、すなわちリッジ場の位相の中で発生していることがわかる。前述のCL2から台風7914、CL4から台風7916に成長した点を共通している。

また、9月12日頃、158°E付近で顕在化し、ITCZを西進(図2.6)したCL3は、Guamのシーケンス(図2.2)でも明らかなように17日~19日にかけて、明瞭な下層循環をもつじょう乱に成長したが、写真3の可視画像と写真5、6の赤外画像と比べると、下層の積雲のみの循環となり、背の高い対流雲は消滅した。写真4~7の上層流線場や図2.7で明らかなように上層のトラフ(UT2)に入り、成長が抑制された結果と言える。このUC3の南下に伴いITCZは125~145°Eの間で広く晴天域となり、活発な雲域はほとんどなく、この点を裏付けていた。

いずれの場合でも、波長3000~4000km、位相速度300~400km/dayの西進する対流圏上部(中部)の波動のリッジ域、すなわち発散域とITCZ上のじょう乱がカップリングしたところでクラスターが成長し、台風となっている。こういう観点で議論すれば、Yanai(1961)の偏東風波動から台風へ移行する解析においても、20°N帯を西進する偏東風波動と10°N帯にあるITCZ上のじょう乱とのカップリングが見られ、台風発生はその議論と同様ITCZ上の10~13°N帯で下層循環が成長している。shimamura(1981)が解析した例においても、先に述べたように共通性が認められる。

2.4 台風の発生について

クラスターから台風に成長する過程を衛星画像・衛星風ベクトルをもとに解析を行い、台風に関する画像上および上層・下層の場との関連を詳しく調べた。解析は台風7916を中心に行い、この台風と相前後して発生した7個の台風との共通点も調べた。発生論に関する諸特徴点をまとめる次のようになる。

i) ITCZ上の10°~13°N帯に、約1500km間隔に並んだ組織的なクラスターが顕在化し、約

350km/dayで西進した。台風7914から7920の7個の発生は全てこれらクラスターからであった。これらのクラスターは時間・経度変化図から見て、発生のおおむね10日以前に雲域として認められ、3~4日前には下層循環、上層での高気圧性発散を示し対流圏を通しての渦動の存在が明確化し、雲頂部が滑らかとなる(天蓋)形状を示し、組織的なクラスターとなっていた。

ii) 一方、これらの台風の発生した期間、20°N帯を中心として、150°~160°Eより西で対流圏上層(250mb)では寒冷核上層低気圧(upper cold low)が周期4~5日、波長3000~4000kmで西進していた。この寒冷渦の一部は偏西風帯のトラフから南下(Shimizu, 1983)し、他は恒常的に存在するMPT(Mid Pacific Trough、またはTUTT)が切離し、西進したものである。この切離した寒冷渦の南東象限の中心より1000km付近にあたる上層リッジ場の南端付近では、クラスターは成長する。逆にトラフ域では発達が抑制され、下層循環のみとなり衰弱した。上層リッジ域におけるクラスターの成長・台風の発生は今回の解析では全て共通しており、上層場と台風の発生に密接な関係があると推察される。

iii) 一連の台風の発生、クラスターの成長の領域と期間は、150°E以西、10°N以南の領域で赤道越え南~南西流が卓越した時期と一致している。このことは、ITCZにおける下層収束の増大とクラスターの成長が密接に関係していることを示唆している。

これらに加え、upper cold lowの南下はクラスター周辺の上層場の振幅を増大させ、負の渦度領域の拡大によりクラスターの成長が促進されるのである。しかしながら、どのクラスターが選択的に台風となるかは、今後、クラスター周辺の詳細な解析を待たなければならない。また、クラスターをとりまく、上層・下層の流れの場がクラスターの成長にどの程度寄与するかの定量的な見積りは今後の問題である。一方、数値シミュレーションにおいて、十分な条件を与えれば、自立的に台風まで成長するという結果がある。これらの問題との関連は今後の研究に待たねばならず、本報告では、現象論的、定性的な議論にとどめた。

第3章 台風の発達期・中心気圧極小期・成熟期の構造

3.1 発達期の構造

第2章で述べた過程をへて、クラスターは23日06^zに台風7916となり、25日には急速に発達した。この過程を写真11～13のGMSの雲画像で見ている。写真11は中心気圧1000mb (23日00^z)の弱い熱帯低気圧に伴う雲分布を示しており、この画像の6時間後に台風となった。写真11は可視画像であるので背の低い積雲列が明瞭に識別でき、スパイラル状の雲列から推定される下層循環の中心が矢印の先の13°N、138°E付近に見られる。活発なCbクラスターの雲頂部が滑らかで白い輝度をもつ天蓋が明瞭で、この下に下層循環の中心が隠れると雲システムとしては急速に発達し、ほぼ台風強度と見なせる (Dvorak, 1975)。このことから、雲画像の特徴は、この時点ではほぼ台風強度に達していると示唆している。

次に写真12は24日00^zの可視画像で、台風の中心気圧は990mbと発達している。台風の中心は17°N、135°Eにあり、中心から東西約500km以内の雲バンドの曲率が増大し、顕著なスパイラル状となった。台風の中心域には直径約80kmのCDO^(注1)が明瞭化し、その円形度が増大し、さらにCDOからのびる雲バンドが低気圧性曲率を増した。これらの諸特徴は台風の発達形状の分類から見て、急速に発達しつつあることを示している。

写真13は25日00^zの可視画像である。急速に発達しつつある台風の雲システムの特徴が見られる。第1点は、雲頂温度が-80℃以下の領域をもつCDOが明瞭で、その直径が増大している。第2点は、このCDOからスパイラル状に長さ800kmを越すCbバンドがあり、さらに10°N帯から北へ延びる雲バンドと連らなっていることである。これはfeeder bandと呼ばれ、台風の急激な発達の前兆と示すと言われているもので、事実、この

(注1) CDO: Central Dense Overcast の略、台風の中心核に存在する dense overcast (天蓋)。CDOは台風の中心を含み、濃密かつ圏界面に到達する高さをもつ対流雲で構成されている。

あと09^zの画像でCDO内に台風眼が観測され、12^zには明瞭化、25日2131^zの観測において中心気圧が918mbまで降下し、49mb/dayの急激な発達を遂げた。このあとの26日は写真14に示めされ、32の気圧極小期として議論される。

この24日から25日にかけての発達をGuamの飛行機観測データで解析したのが図3.1である。

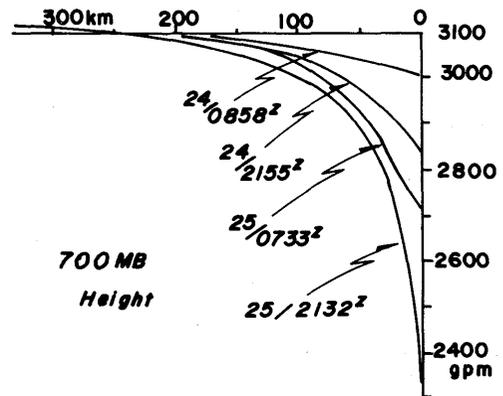


図3.1：発達期の700mbの高度の東西分布の変化。24日0858^z—25日2131^z。

700mb面の中心から300km内の変化を示す。24日0858^zの観測では3001g.p.m (海面気圧で987mb)であったが、2155^zでは2833g.p.m (967mb)、その後、急激に降下し、25日2131^zの観測で2375g.p.m (918mb)を記録した。これらの経過から見ると、中心から100km以内、特に50km以内の高度低下が著しく、中心付近の最大風速も23m/s (24日0858^z)から56m/s (25日2131^z)と増大し、中心から限られた範囲での発達が見られ、画像上でのCDOの形成・強化及び眼の形成と対応していた。

この急激な発達期における貫通飛行機観測によれば、24日1910^zには眼の壁雲が明瞭化したが、眼の上部を絹雲が覆っていると報告されている。この絹雲のため、GMS画像上には眼が観測されず、CDO内に明瞭な眼が形成されたのは25日12^zであり、約1日の遅れがあった。

3.2 中心気圧極小期の構造

台風は25日2131^zに918mbを記録したあと、26日09^zまで920mb前後の中心気圧を維持した。写真14に中心気圧極小期にあたる26日00^zのGMS可視画像を示し、図A・13にT_{BB}分布を示した。可視画像において明瞭な台風眼とそれを取り巻くリング状の白い輝度の濃密な雲域—CDO、眼の壁雲に対応—が顕著であり、それを取り巻いて延びるスパイラルバンドも、a—b—cのように円形度の強い曲率を示し、非常に発達した形状を呈している。3.7で詳述する、台風の特徴的な形状から台風強度を推定するDvorak法の強度示数(T数)が7.0となり、推定中心気圧915mbという発達した台風形状であった。

T_{BB}の分布(図A・13)で見ても台風眼内は0℃と高温で、眼の壁雲の雲頂温度の-75℃に比べ著しく高温で、明瞭な円形状の眼(写真14)が海面近くまで続いていることがわかる。台風中心の貫通飛行機観測の報告でも直径8~10kmの眼があ

り、明瞭で厚い壁雲が閉じており、海上における中心域が目視されると報告されている。2131^zのドロップゾンデでは700mbで2375g.p.m、海面気圧918mbであった。また眼を囲むCDOのT_{BB}は-75℃以下で、一部は-80℃以下の低温となり、閉じた領域となっている。この雲頂温度は圏界面の温度とほぼ一致し、活発な眼の壁雲の雲頂が圏界面(高度、約16km)まで到達していることを示し活発な対流雲をもつ中心構造が明らかである。

一方、図1.2の中に、台風の中心より2.5×2.5度、緯経度5度の矩形内でのT_{BB} ≤ -60℃の量の変化が示されている。この値の変化はCDOの雲域の拡がりの目安となっており、25日18^zに極大があり、中心付近の活発な対流雲の低温域の拡がりが、この時期に極大に達していることを示し、中心気圧の極小期とよい一致を見せている。(尚、飛行機観測は25日10^zから22^zまで行なわれなかった)。

次にGuamの飛行機観測データ(RECON)で、この気圧極小期を調べよう。この間の観測は25日

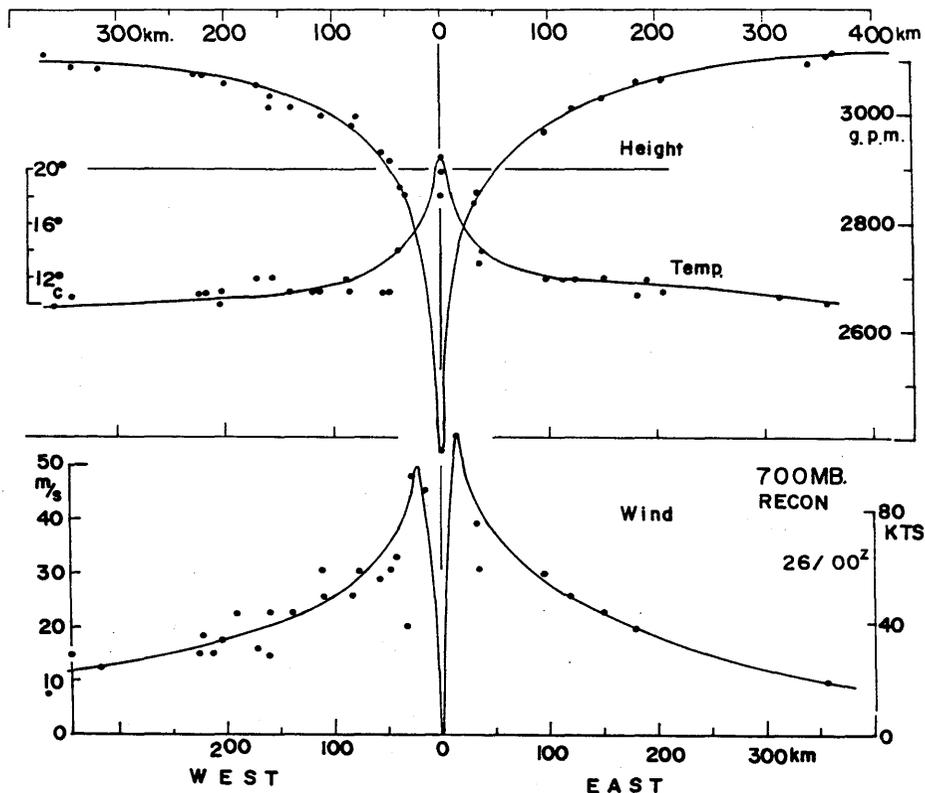


図3.2: 26日00^z、700mb (RECON) の高度、風速、温度の東・西分布。

2000^z から26日0353^z まで約8時間が行なわれ、中心位置決定の貫通飛行は2131^z、0033^z、0222^z の3回行なわれた。観測は主に700mb面である。これらのデータを観測時刻における台風の中心位置と報せられたところからの相対位置に直し、台風中心座標に展開し、700mbの高度・風速・温度を東西分布に分けた図を図3.2に示す。

この図から明らかとなった観測結果は次のとおりである。

- i) 各観測要素とも左右(軸)対称性がきわめてよく、観測値のばらつきも少ない。
- ii) 高度については、十分遠方で台風の影響外の600kmより遠方で高度3,120g.p.mから、緩やかに中心に向かって減少し、中心付近で急激に減少、25日2131^z のドロップゾンデでは2,375g.p.mと745g.p.mの負偏差の極小値を記録した。高度場 ϕ_λ と風速場 v_λ は $(f+v_{\lambda/r})v_\lambda = \partial\phi_r/\partial r$ (傾度風平衡)の関係式をよく満足している。
- iii) 温度場についても、眼の中で21.2^oCが記録され、十分遠方から見て約12^oCの正偏差となり、850mbでは24.4^oC(図略)と、約5^oCの正偏差を伴い、ハリケーンHilda(Hawkins and Rubsam, 1968 b)と同様に下層においても暖気核構造が明瞭である。
- iv) 眼の内の湿度は眼の壁雲あるいは、すぐ外側

の領域の飽和状態に比べ、露点差で約7^oC(2131^z)と比較的乾燥している。

v) 風速場においては、高度場の漏斗状分布に対応して、台風中心より13~18km付近に極大があった。最大風速は東側で56m/sに達した。この最大風速の位置は06^z 沖縄レーダーの観測で得られた明瞭な台風眼(直径約20km)の壁雲に数km入ったところにあった、風速は一般的に東側が強い。

3.3 成熟期の高度・風速場の変化

台風は26日の中心気圧極小期を経たあと、27日00^z には945mb、その後は945mb~950mbの中心気圧を維持しながら約200km/dayでゆっくり北上した。GMS画像上で渦巻状の雲域が水平方向に最も拡大していると見られる29日00^z の700mbの気象要素を図3.2と同様に展開し、東西分布にしたものを図3.3に示す。この中に偏西風帯へ侵入し加速中の30日00^z の風速場も重ねた。さらに、27日及び28日についても同様に展開し、中心気圧極小期の26日から偏西風帯に侵入し変形を受けつつある30日00^z までの風速場・高度場の分布を合成し、その変化を図3.4に示した。

26日00^z を中心とした気圧極小期に比べ、i)~iv)の変化が解析された。

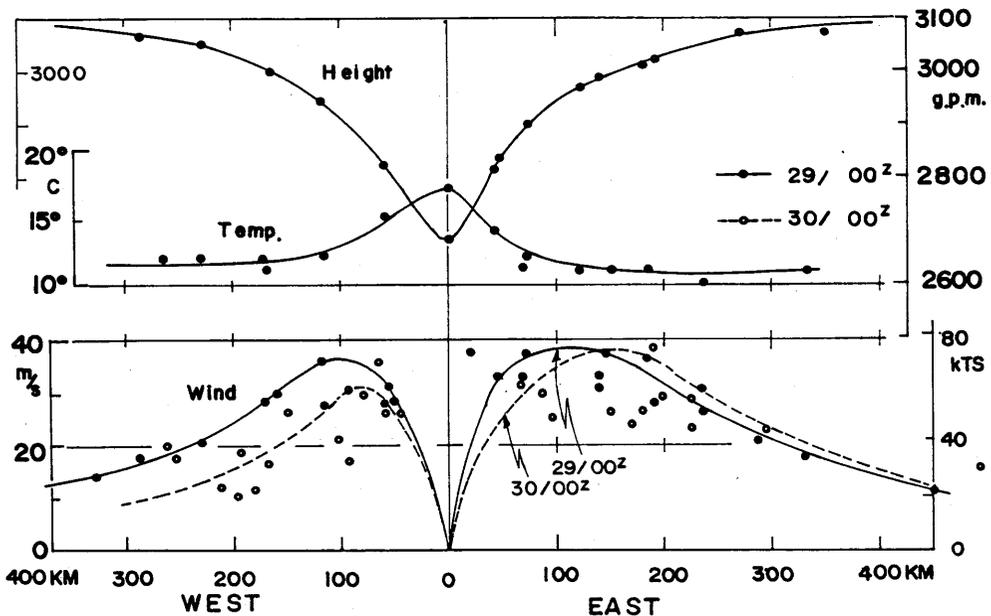


図3.3：図3.2と同様、29日00^z の700mb高度、風速、温度と30日00^z の風速の東・西分布。

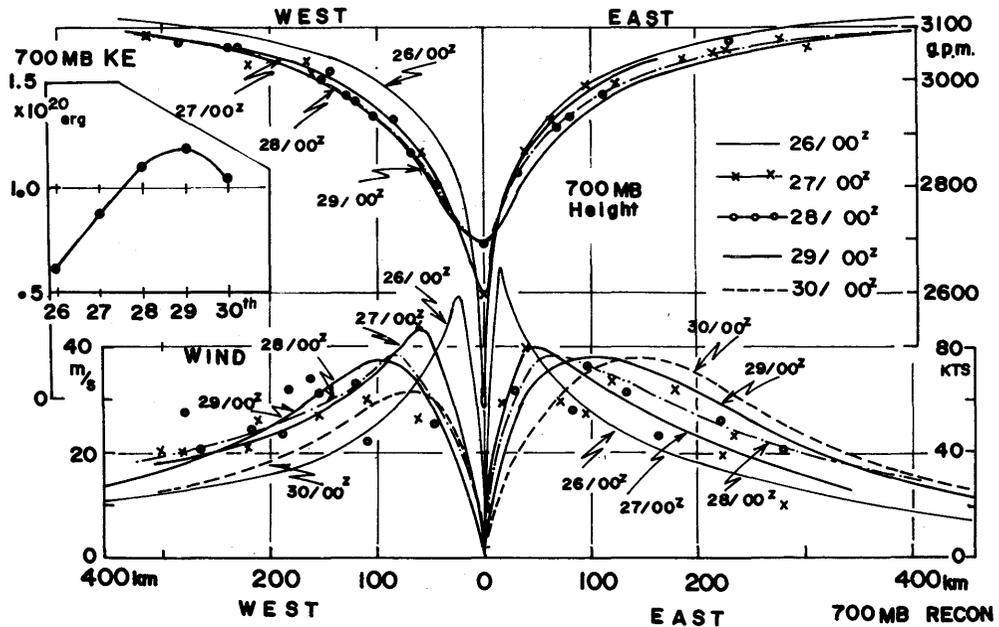


図3.4：成熟期における700mbの高度・風速の東・西分布の変化、26日00^z～30日00^z（30日00^zは風のみ）、左上図は400km以内の700mb面（厚さ1m）の運動エネルギーの変化。

- i) 高度場において、29日00^zの観測では台風中心で2,682g.p.mと307g.p.m埋積し、眼の壁雲付近での漏斗状の高度分布が浅まる一方、中心から50km以遠では逆に低下し、高度分布の水平方向の勾配を増大させている。
- ii) 風速場では27日から29日にかけて強風域は次第に拡大し、逆に最大風速は減少し、その出現位置が中心より離れる方向に移動している。高度と風速の関係は29日まで傾度風の関係式がほぼ成立している。
- iii) 最大風速の出現位置が中心から離れるに従い、中心の暖気核構造の温度集中性が弱まった。
- iv) 29日00^zに比べ、偏西風帯に侵入した30日00^zの観測では、台風の進行方向の左側、即ち西側では全域とも風速が減少し、右(東)側では150km以内で増大している。最大風速の出現位置も左右とも東へずれ、東側では中心より離れ、西側では中心へ近づいた。偏西風帯に侵入した台風の風速場の特徴が現われ、非対称化が進行した。
- v) 図3.4の左上図に700mb面での運動エネルギー（厚さ1m）の時間変化を示した。中心付近の最大風速が26日に観測され、その後は減少し続けたにもかかわらず、運動エネルギーは増大し続け、

29日には最大を示し、中心の最低気圧の極小が出現してから約3日遅れている点が興味深い。ハリケーン Hilda, 1964の観測データ (Hawkins, 1968)でも、この観点からデータを見ると同じ傾向が認められる。

3.4 成熟期の台風の南北断面

台風は奄美大島の東27kmを接近して通過し、約200km/dayの遅い速度で北上した。この間、6時間間隔の高層観測データが得られ、沖縄・名瀬、両レーダの300kmの探知範囲で明瞭な台風が持続的に追跡され、また中心位置も正確に捕えられ、調査上、好条件下で高層気象の南北断面図を得ることができた。

(1) 台風の中心を通る南北断面

図3.5は名瀬の高層観測点を通過した台風を時・空間変換して得た、台風中心を通る北から南南西の断面図である。南北600kmの間で11回の観測が行なわれ、地上からほぼ圏界面に対応する100mbまでの構造が得られた。台風中心に対する気球の相対位置を左上図に示したが、気球が風に

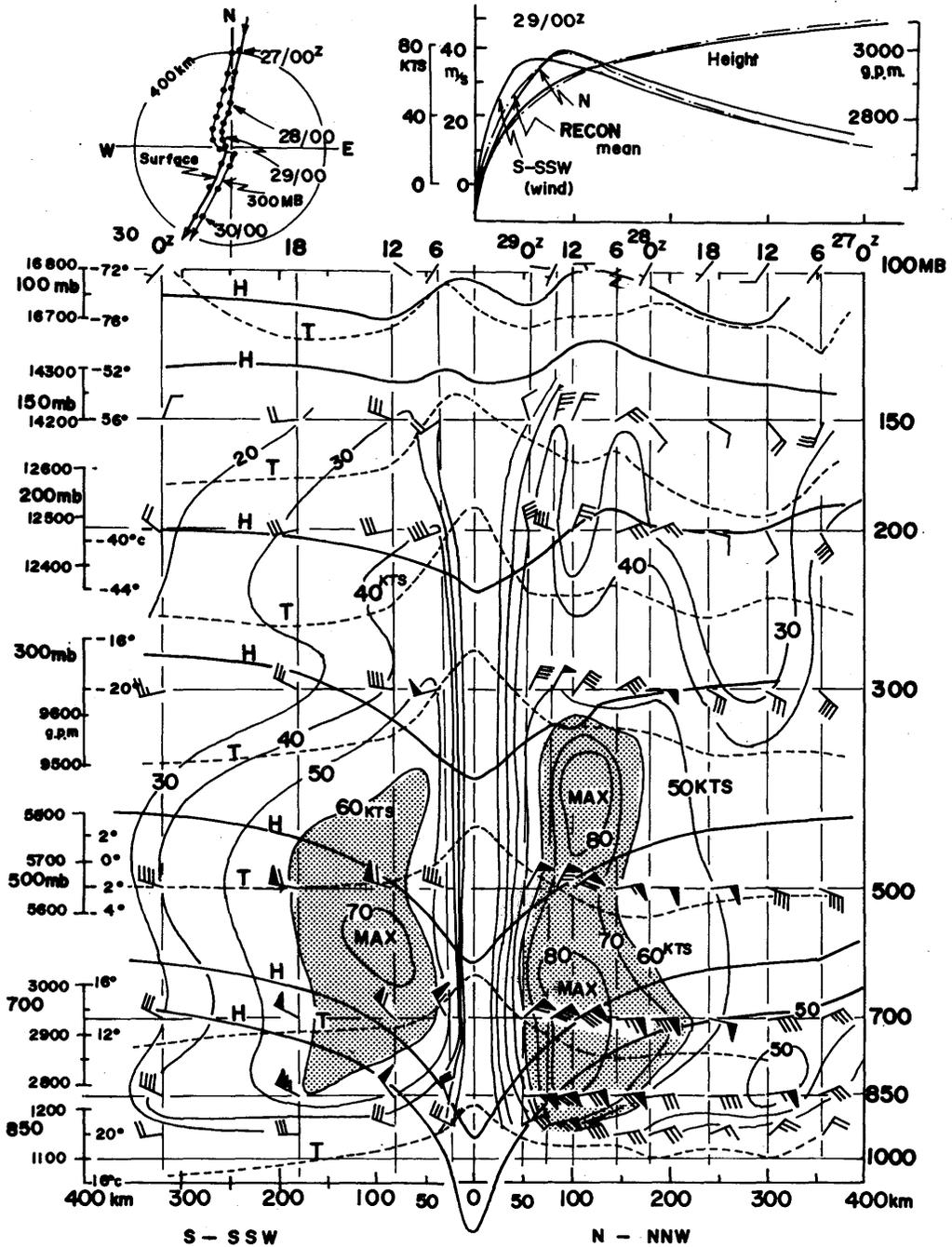


図3.5：成熟期の台風の南北断面。名瀬（47909）の高層データ（27日00^z～30日00^z）を時空間変換したもの。左上図はゾンデの軌跡、右上図は700mbとの比較。

流されながら上昇するので、同一観測点から飛揚されても地上から300mbまで上昇する間に数十kmも離れる場合もある。特に台風中心に近い所での飛揚では図で明らかなように大きくずれる。この南北断面から見た台風の成熟期の構造は次の特徴点をもっている。

i) 大気の中層では北側のほうが風速で約15%強く、RECON データで得た東側が強い点と合わせると、進行前面及び右側で風速が強いことを示している。一方、70ノット(36m/s)以上の強風域は中心から50km~150kmまで存在し、鉛直方向では350mb(高度約9km)まで伸び、80ノット(41m/s)の領域も同様であり、最大風速の位置は高度の増加とともに、やや外向きに傾いている。最大風速の出現位置は中心から約100kmにあり、第5章で述べる台風域内の降雨断面で観測された半径80km付近の最強雨域とほぼ一致している。29日00^zのレーダーエコーで半径80km付近にある環状の降雨域(恐らく二重眼構造)に対応している。このことは26日00^zの最大風速の位置が中心より15kmの眼の壁雲内とは異なった構造になってきたことを示している。

ii) 29日00^z及び06^zの名瀬におけるレーウィンゾンデ観測では、中心より48km(00^z)及び25km(06^z)の地点で飛揚され、二重眼構造の内側での鉛直構造が得られた、台風は50km内の中心域において、台風の下層から圏界面近くの125mb(約15km高度)まで明瞭な低気圧性循環が観測され、200mb面で半径150km離れたところで15m/sの傾度風が吹いておた。

iii) 高度場では200mb面まで中心付近が最も低く、150~100mbの対流圏上部では低圧部は北側へずれ、中心付近では逆に高くなっている。

iv) 温度場では暖気核が明瞭で、中心から100km内では200~300mb面で正偏差が最大となり、値は9~10℃であった。一方、中心付近の対流圏上部では高温の中心が南側へずれてはいるが、雲頂部での寒気核は認められない。

(2) 中心から200km付近の南北断面

図1.1で示したように台風が沖繩と南大東島(両地点ともほぼ26°N)のほぼ中間点を北上したことにより、台風の東および西、約200km付近の南北断面が得られ、図3.6へ示した。図を見易くするため、南北の基線を30度傾け、楕円の中心は両

観測点の間を通過した28日15^zの台風の位置とした。風向は全て楕円に対し接線方向が台風循環の接線方向に一致するように描かれている。風の場と湿度場を見るため250mb高度までの断面が示されている。

図3.6で解析された特徴点は次のとおりである。
v) 850mbより下層の境界層内では風向が接線方向より内向き、すなわち台風中心に対し吹き込み成分があるが、境界層より上ではほぼ接線方向で傾度風平衡がよい近似で成立していた。

vi) 70ノット(36m/s)以上の強風域は東側において中心より190~220km、高さ800~400mb、西側では高さ850~700mb(1.3~1.7km)、中心より190~200km付近に存在し、左右非対称構造となっている。

vii) 風速の鉛直シャーは400mbまで小さい。

viii) 湿度場では東側で全域湿潤であるのに比べ、西側では200~250kmより外域で急激に乾燥域が拡大し、特に、非常に湿度の低い気塊が大気中層に侵入している特徴を示している。

3.5 衛星画像上における成熟期の台風

(1) 衛星画像上での特徴的な分布

3.2章の中心気圧極小期のあと、成熟期の台風を衛星画像で見たのが、写真18(29日)及び写真1である。26日00^z及び06^zの画像で、CDO内に明瞭な眼を持っていた台風は、12^zに眼が不明瞭化し18^zには消滅した。画像上の眼が不明瞭化した12^zでは台風の中心気圧925mbと気圧の極小期に近い値であり、眼が消えた18^zですらまだ935mbであった。27日00^zには945mbと浅まり、衛星画像上で、眼の消滅など台風の形態上の衰弱が先行している。この傾向はDvorak(1975)においても見られ一般的な形態変化と見なせよう。

写真16に27日00^z~18^zの画像を示したが、すでに台風眼はなくCDOの円形度は26日比べ悪い。27日00^zの画像の中心付近の24.5°N、129.5°E付近に窪みがあるが、風ループ動画で見ると回転しており眼ではないと判断されている。06^zになると、CDOの円形度は若干よくなり、中心にわずかながら眼が見え始めてきている。この状態が12^zまで続き、スパイラル状の雲バンドが巻き込んだ形での眼(bandig type eye, Dvorak, 1975)の形状になった。この間の観測では中心気

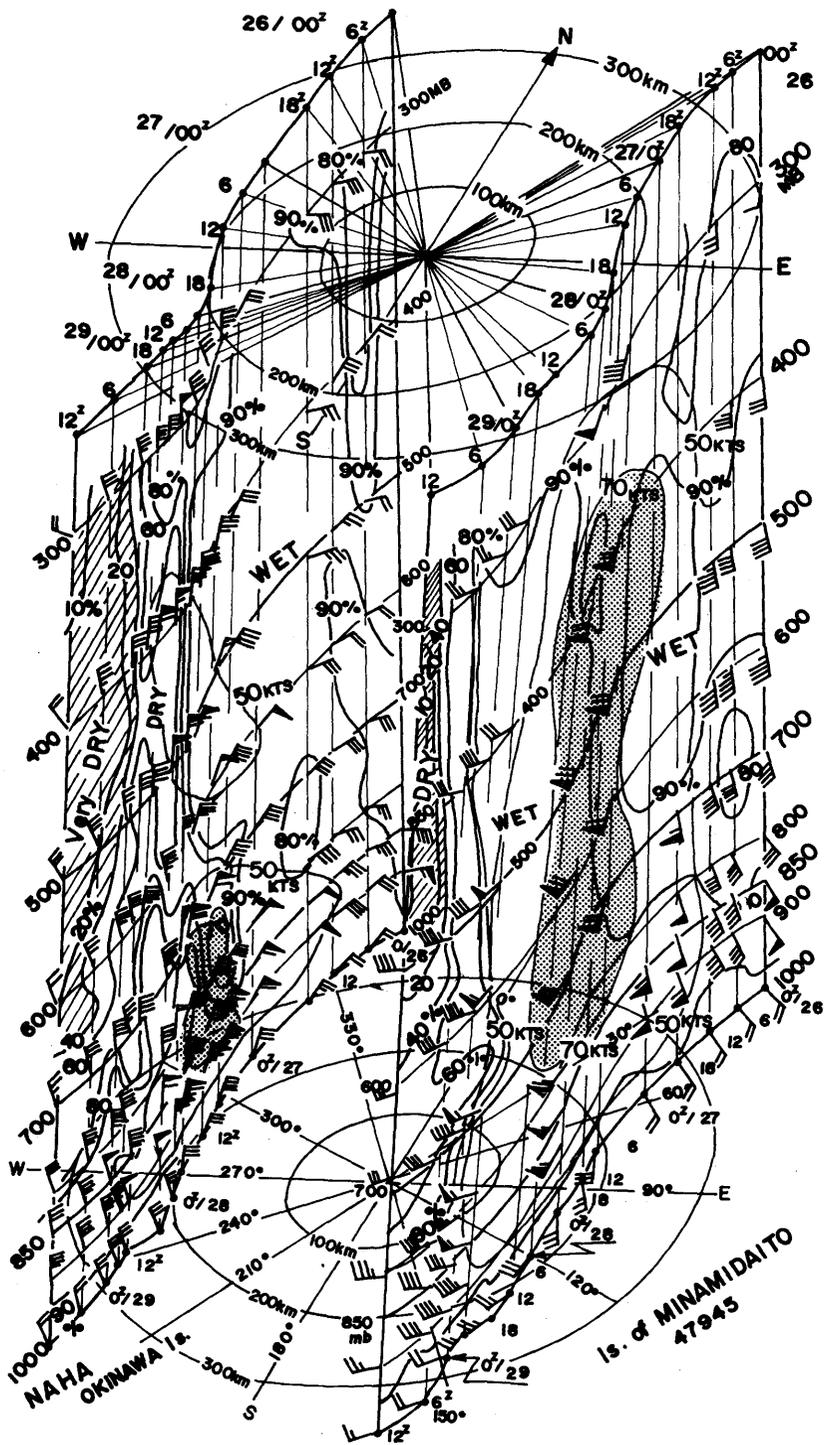


図3.6：台風中心から東西約200km地点の南北断面（那覇、936：西側、南大東島：東側）、26日00^z～29日12^z。

圧が947mb から940mbに低下した。しかし18^zには眼が再び不明瞭化し、変動が大きい期間であった。

28日(写真17)には中心気圧が950mbとなったが、画像上では中心域に眼を持ち始めた。可視・赤外画像の重ね合わせで白い輝度をもつ、すなわち対流雲が厚く密な雲域が直径500kmを越し、前日と比較して水平方向に拡大した。28日00^zの T_{BB} 分布を図A・15に示してあるが、赤外画像上では不明確ではあるが中心に $-55^{\circ} < T_{BB} \leq -60^{\circ}$ の温度の相対的に暖い窪みがあり、その周りを $T_{BB} \leq -60^{\circ} \sim -70^{\circ}$ の低温域が環状に取巻き、画像上での明瞭な眼の出現の前兆を示していた。強調された画像上であれば「不明瞭ながら眼—obscure eye—、すなわち中心位置を特定できる場合があることを示している。

写真17の中段に28日06^zの赤外・可視画像を示した。この時刻は台風の雲頂部付近の絹雲が最も少ない(Muramatsu, 1983)期間であり、赤外と可視の両画像の重ね合わせで得られる白い部分は両画像とも白い輝度、すなわち雲頂温度が低く(厚く)、密な対流雲域を示し、図5.12で示すレーダーエコー図の中で、眼の壁雲やスパイラルバンドの活発な積乱雲域との対応関係は良い。このあとの観測では直径約100kmの大きな台風眼が持続的に維持され、雲画面上では小さな変動を含めながら安定した状態で推移した。

写真1に29日00^zの可視・赤外、両画像および名瀬レーダーエコーを示した。この時刻は成熟期の最も安定した期間にあたり、700mbの運動エネルギーが最大となり水平方向に勢力が拡大した期間である。特徴点は次のとおりである。

i) 可視・赤外画像とも眼の構造が明瞭である。レーダーエコーでは直径25kmの円形の眼と、それを取り巻くエコー頂9.2kmを含む活発な対流雲が眼の壁雲を形成している。画像上ではCDOに対応している。

ii) 眼の壁雲の外縁に起源を発するスパイラルバンドが顕著であり、CDOを一周以上取りまわしている。レーダーエコーでは幅5~10kmのスパイラル状のエコーが観測され、エコー頂は10km前後と壁雲のそれと差がない。しかしながら雲頂温度は眼の壁雲では $T_{BB} \leq -60^{\circ}$ の領域が環状に閉じており、一部は $T_{BB} \leq -70^{\circ}$ であるのに比べ、スパイラルバンドのそれは T_{BB} が -50° 前後と

高い(図A・16、 T_{BB} 、29日00^z)。

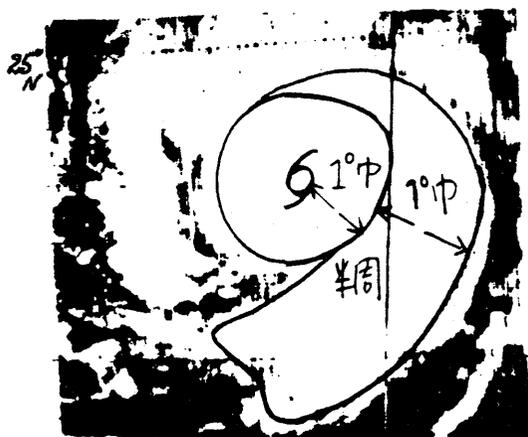
i)、ii)とも発達した台風形状を示している。

iii) 可視・赤外画像を比較して最も大きな違いが見られるのが台風の西側の東シナ海上の雲域である。可視画像上では低気圧性曲率をもった層積雲系の比較的密な雲域として観測され、赤外画像では海面温度に近い黒灰色で高い温度を示している。 T_{BB} は10^z前後であり、状態曲線との対応では高さ2km付近に存在する逆転層下で発生している背の低い雲域であった。個々の小雲塊の移動を動画から追跡し算出した結果、約10~15m/sとなり、800~850mb面付近の風場で流され低気圧性曲率をもちながら移動していた。エコー分布においても台風の西側半径130kmより外側では活発な対流エコーはなく、東側の活発なCu-Cbラインの存在と比べ非対称分布をしている。

29日06^z(写真18、中段)、12^z(下段)の画像とも00^zと同様に明瞭な台風形状を保ち、最も成熟した期間であった。同時に29日12^zの画像で台風の北側に濃絹雲の雲列が明瞭化し高気圧性曲率をもち、偏西風帯トラフとの相互作用が始まったこと示唆している。最も安定した成熟期ですら周辺部から急速に変質を受け始めていることが明白である。

(2) 台風の強さの推定 (Dvorak 法)

雲パターンの特徴から台風の強度を推定するDvorak法で台風7916の中心気圧の推定を行う。この手法は可視画像で台風の雲の構造を、眼の構造(E数)、中心部構造(CF, Central Feature)、それを取り巻くスパイラル状の雲域(BF, Banding Feature)に分け示数化する。最終的には示数の和としてT-numberを決め、現況との比較、時系列的な調整を行い、CI数を決める。CI数とは台風の強さの示数であり、発達中あるいは定常状態の台風ではT数と同じ、急激な発達期や衰弱期では若干異なる。予め統計的に得られているCI数と台風の中心気圧との対応表で気圧を決定する。一例として9月26日03^zの可視画像上における台風の強度を推定してみる。写真15の00^zと06^zの間の画像であるが、図3.7で示すように、CFは明瞭なCDOが直径2度幅であり、明瞭な眼をもつことにより示数は6.0となる。またBFは1度幅以上のバンドが半周で示数は1.0となり、T数は7.0となる。この場合、時系列的な調整は



| CI Number | MSLP (Atlantic) | MSLP (NW Pacific) |
|-----------|-----------------|-------------------|
| 1 | | |
| 1.5 | | |
| 2 | 1009 mb | 1003 mb |
| 2.5 | 1005 mb | 999 mb |
| 3 | 1000 mb | 994 mb |
| 3.5 | 994 mb | 988 mb |
| 4 | 987 mb | 981 mb |
| 4.5 | 979 mb | 973 mb |
| 5 | 970 mb | 964 mb |
| 5.5 | 960 mb | 954 mb |
| 6 | 948 mb | 942 mb |
| 6.5 | 935 mb | 929 mb |
| 7 | 921 mb | 915 mb |
| 7.5 | 906 mb | 900 mb |
| 8 | 890 mb | 884 mb |

図3.7: Dvorak 法による台風の中心気圧の推定 (9月26日03^z, 12^h)、下の表は CI 数と中心気圧との対応表。この図の場合 CF (6.0) + BF (1.0) = T 数 (7.0)、CI 数7.0となり、対応表から915mb。

0であるので CI 数は7.0となる。図3.7の下段に示してある対応表で、中心気圧を推定すると915mbとなる。03^zの他の手段で総合的に決めた中心気圧は920mbであったので差は5mb程度であった。同様に25日から30日まで示数化したもの

を表3.1に示し、対応する中心気圧と気象庁決定の中心気圧との比較も載せた。台風7916は標準的な台風構造をしており変化も標準的な強度変化をした。中心気圧の推定誤差は比較的少なかった。この台風を含む1979年の台風期の Dvorak 法による中心気圧の推定値と気象庁で決定されたそれとの差は可視画像をもとにしたもので平均5mb、赤外画像をもとにする方法で8mbと比較的良好な結果が得られている。しかしながら、この Dvorak 法における弱点は衰弱期及び急激な発達期には推定値が大きく狂うことがある。台風7916においても、表3.1の30日の例で見られるように誤差が増大している。

なお、現在では現業的に改良された Dvorak 法 (1982) が可視・赤外とも用いられており、TOPEX-83でも試験的に行なわれ、良好な結果を得ている。この手法の解説は木場 (1984) に詳しく報告されている。一方、Gently et al (1980) や島田ほか (1983)、Dvorak (1982) などで T_{BB} を利用した台風の強度推定が行なわれているが、T 7916 の場合においてもあとで述べるように、日変化成分が大きく出ており誤差要因となるので十分注意して利用しなければならない。

(3) 台風の雲域の二重極大をもつ日変化

台風の雲頂部の絹雲の天蓋 (canopy) に日変化現象がある。海上においては早朝に対流雲が活発化し、その結果として雲頂部から外に絹雲が吹き出し、赤外画像で見ると午後極大が現られる。しかし、陸 (島) の上では日中の加熱により対流雲は午後から夕方にかけて活発となる。この結果、比較的大きな島では海洋性極大と陸上の極大の二つの極大が日変化として出る。図3.8は台風7916の中心から2.5度範囲の矩形内での T_{BB} の占有率の変化を示したものである (Muramatsu, 1983)。矩形で囲んだ領域が沖縄・奄美大島の島へ接近し、その影響圏に入った26日頃から、それ以前の海洋性の一日周期のみの変化から、図中 S₁~S₄、I₁~I₄ で示す雲域の二重極大現象が顕著に現われている。3.6で述べるようにエコーの系統的な変化に12時間周期の変動が見られるが、これとの関連も興味深いはまだ解明に至っていない。図3.8の中で T_{BB} ≤ -70°C 領域の占有率の変化が示されているが、圏界面に達する活発な対流雲域と対応すると見られるこの量の変化は早朝に極大 (D₁

表3.1 Dvorak 法を用いた台風7916の推定中心気圧 (9月25日~30日)。

| 9月/日 時 | CF | BF | T数 | 調整 | CI数 | 対応する 中心気圧 | 気象庁決定 の中心気圧 | 差 |
|--------|-----|-----|-----|-----|-----|--------------|----------------|----|
| 25 03Z | 4.0 | 1.0 | 5.0 | 0 | 5.0 | 964 | 960 | -4 |
| 26 03Z | 6.0 | 1.0 | 7.0 | 0 | 7.0 | 915 | 920 | -5 |
| 27 03Z | 3.5 | 1.5 | 6.0 | 0 | 6.0 | 942 | 945 | -3 |
| 28 03Z | 4.0 | 1.5 | 5.5 | 0 | 5.5 | 954 | 955 | -1 |
| 29 03Z | 4.0 | 1.5 | 5.5 | 0 | 5.5 | 954 | 950 | +4 |
| 30 03Z | 3.0 | 1.0 | 5.0 | 1.0 | 5.0 | 944 | 955 | +9 |

~D₅)があるのみで、海洋性ピークのみの日変化現象が卓越している。この差はまだ未解明であるが、島(陸)上の対流性の雲頂が低い(T_{BB}が高い)と考えれば説明し得る。

3.6 成熟期における中心構造の変化

T_{BB} 分布及びレーダーの毎時データから台風の中心付近の微細構造の変化を議論する。図A・13に示した26日00^zのT_{BB}分布において眼の壁雲の雲頂温が-80℃に対し、眼の中では0℃と高温であった。台風眼を通るT_{BB}の東西断面をとると明瞭な漏斗状の温度分布が得られた。気圧極小期から成熟期へて温低化の始まる29日21^zまで

の4日間のT_{BB}の変化を図3.9に示す。T_{BB}分布は先に述べたように雲頂温度分布と見なせ、眼の壁雲の雲頂高度分布となる。図3.10に成熟期におけるエコー変化を示す。エコー図の範囲は中心構造を見るため、台風中心を中心に置く、東西200km、南北250kmの矩形をとり、3時間ごとの変化をとった。

図3.9及び図3.10を詳細に調べると、成熟期(26日09^z~29日16^z)の期間を、さらに変動期(26日09^z~27日21^z)と安定期(28日00^z~29日16^z)に分けられることがわかった。これらの分類に沿った諸特徴は次の通りである。

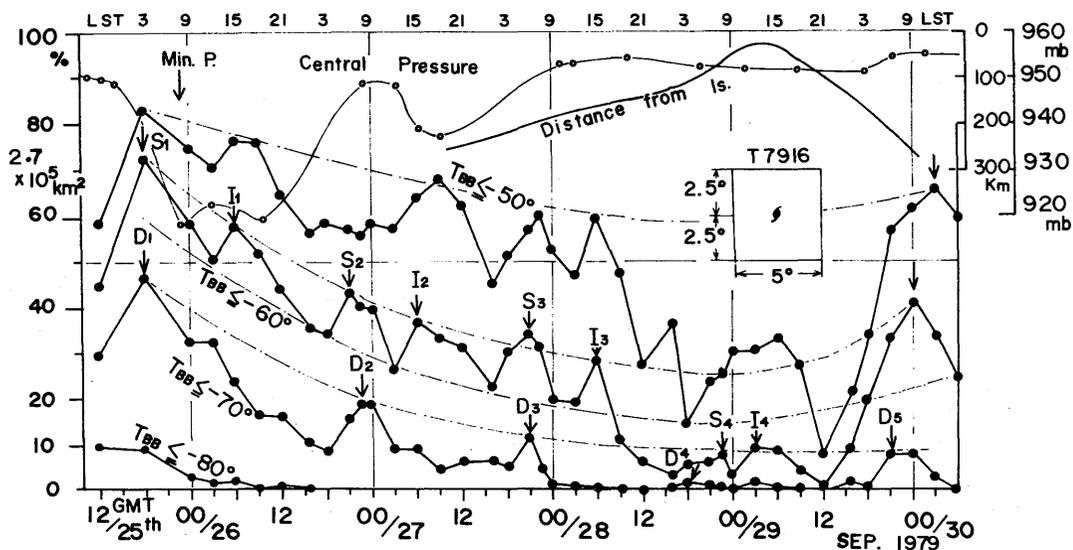


図3.8：台風7916の雲域の日変化における二重極大、中心から2.5°径の矩形内のT_{BB}の占有率の変化、極大S1……S4は海洋性極大；I1、…、I4、島の極大；D1、…、D5はT_{BB}≤-70℃の極大(海洋性)。

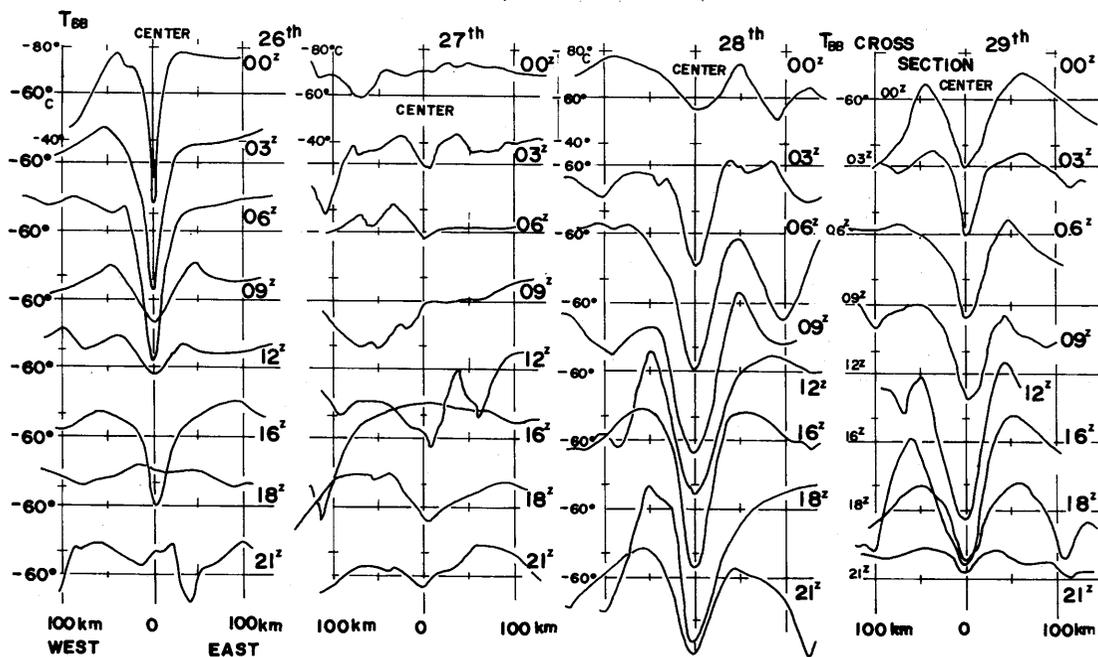


図3.9：台風中心を通る T_{BB} の東西断面（各々100km）、26日00^z～29日12^z（3時間毎の変化）。

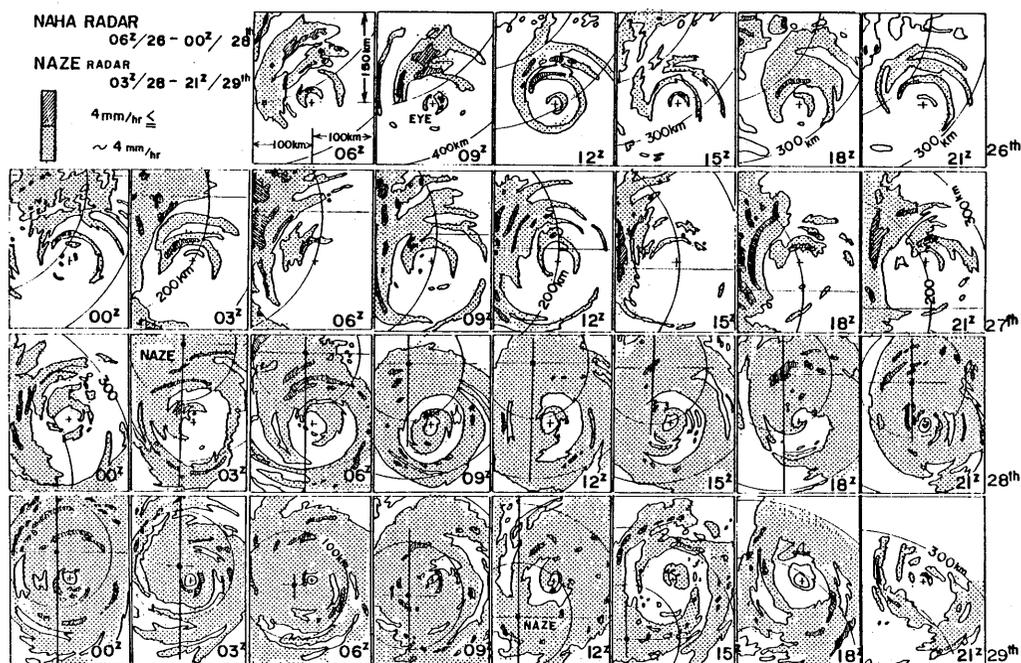


図3.10：台風の中心付近のエコーの変化。26日06^z～28日00^z、那覇レーダー；28日03^z～29日21^z、名瀬レーダー、台風中心より東西100kmの範囲、3時間毎。

(1) 変動期 (26日09^z ~ 27日21^z)

中心気圧極小期では3.2で述べたように画像上の明瞭な眼をもち、図3.9の T_{BB} 分布において26日00^z ~ 06^z の間、眼の中の温度は海面近くの値を示し、直径20km前後の小さな眼が維持されていた。このあと09^z の T_{BB} 分布で台風眼内の温度が0℃から-50℃へと急激に下降し、漏斗状分布はなくなった。0830^z の飛行機観測によれば眼の直径は0222^z に比べ拡大し、飛行機から海面は目視されなくなり、上空を薄い絹雲が覆い始めたと報告されている。圏界面付近の薄い絹雲は一般的に射出率が0.1~0.5と1よりかなり小さい、その結果、薄い絹雲を通して暖い海面温度を見ることになり、絹雲のなかった時に比べ、台風付近の T_{BB} の温度は見かけ上、下降する原因となる。赤外画像上で眼が不明瞭化する。エコー分布では26日12^z まで二重眼構造の外側の環状エコーと内側の小さな眼と壁雲が明瞭であった。

この期間中で、中心構造は26日12^z、27日00^z、09~12^z、28日00^z で示されたエコー分布で組織的となり、約12時間周期の変動となっている。この期間をさらに、図3.11で示した時間エコー分布の変化で見ると、中心から50km内の眼の壁雲の環状構造が明瞭化 (26日08^z、12^z、17^z、27日02^z、07~08^z) と外側の半径30~50kmの環状の壁雲が明瞭となる時期 (26日12^z、14^z、16^z、19^z、27日01^z、07^z、10^z) が周期的に変動した。さらに眼の壁雲

を含む中心構造が全く不明瞭化する期間など複雑に変動している。26日の期間では、外側リングの強化→内側へ縮少→内側リングの強化→内側リングの非組織化という系統的な変動となっている。このような変動はハリケーンでも観測されている。

この他の特徴としては、 T_{BB} の東西断面の変化の中で、27日12^z から28日00^z にかけて、高温の部分が眼の外側に観測されている。いわゆるスパイラル状 (banding type eye) に低温域が巻き込む形状を示し、安定期に観測される眼の出現の前兆を示している。

(2) 安定期 (28日00^z ~ 29日16^z)

28日00^z から29日16^z までは中心気圧が950~955mbと一定を維持し、700mbの運動エネルギーも29日00^z を極大に高原状に変わり安定期を示している。図3.10のエコー分布上では、直径20~30kmの明瞭な眼とその外側に環状のエコー域がある二重眼構造が大きな変動なしで持続している。図3.9の T_{BB} 分布においても、台風眼を示す漏斗状の分布を示し、29日12^z まで明瞭に維持された。

中心気圧極小期、変動期・安定期を含む成熟期をへて偏西風帯における温帯低気圧化が進行する。この段階では次章で詳述するようにレーダーエコー上での眼の拡大、衛星画像上での眼の不明瞭化などの変化が進む。

上述の成熟期を通して、(イ)台風の中心構造が複

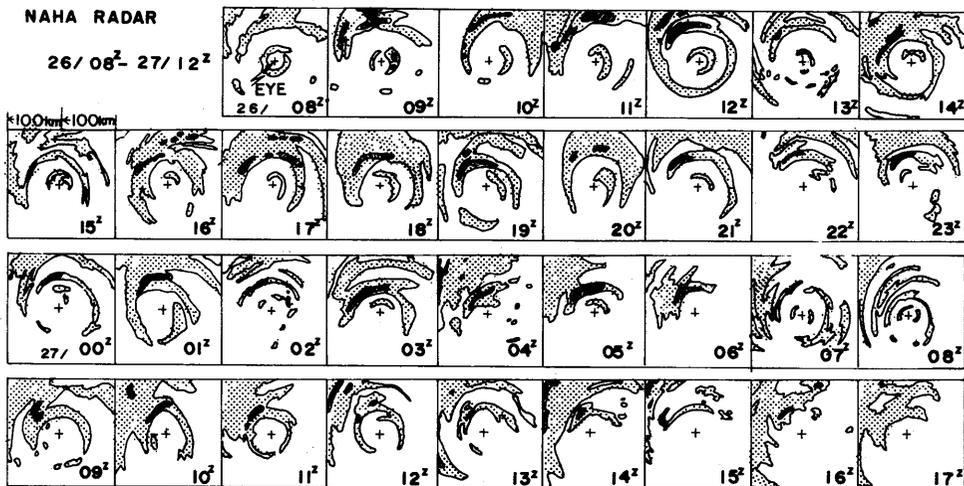


図3.11: 変動期における台風中心構造の毎時エコー分布の変化、26日08^z~27日17^z (那覇レーダー)。

雑に変動しており、(ロ) T_{BB} 分布(赤外面像)とレーダーエコー分布との対応は変動期で悪い、(イ) T_{BB} 分布において、早朝の台風眼内での温度上昇、眼の不明瞭化、眼径の縮少、午後から夜にかけての期間では逆に眼径の拡大、見かけ上の T_{BB} 温度の下降;という日変化現象と観測されている。

いずれにしても、時系列的に台風の強度示数を求める場合、GMSの画像・ T_{BB} 分布・レーダーエコー分布などの特徴的な形状に、数時間、半日、1日などの周期変動成分が観測されており、このような変動成分の見積りを十分考慮しなければ、大きな誤差要因となるので注意深く扱わなければならない。

3.7 構造のまとめ

第2章で述べた過程で発生した台風が発達し、

成熟した期間の構造の変化をGMS・飛行機観測・高層・レーダーエコー等のデータを用いて解析した。その結果、発達期(23日06^z~25日18^z)、気圧極小期(25日21^z~26日06^z)、成熟期(26日09^z~29日16^z)に分けられ、成熟期はさらに変動期(26日09^z~27日21^z)と安定期(28日00^z~29日16^z)に段階分けできることがわかった。

この解析結果はハリケーン Daisy, Hilda, Gladys など、大西洋・カリブ海で観測されたハリケーンの構造の特徴とよい一致を示した。さらに、本報での解析では1~3時間間隔のデータ解析から、(イ)成熟期の期間で、数時間、半日、1日の変動成分があり、(ロ)成熟期の最も安定な時期ですら、すでに西側から変質が始まり、温帯低気圧化の第1段階が進行した。このあとの経過は第4章で述べられるであろう。

第4章 台風の温帯低気圧化

台風が中緯度偏西風帯に侵入すると、台風の周辺の場合はそれまでの水平方向にほぼ様な熱帯大気の場合から南北に温度傾度をもつ場に急変する。このような周辺場における台風の非対称化・温帯低気圧に遷移する過程の三次元構造の変化、そして温帯低気圧化の定義とその完了の条件などを論議した研究はほとんどない。

台風の温帯低気圧化（以下略して『温低化』とする）の研究については Sekioka (1956, 1970)、Matano and Sekioka (1971 a, b) が主に総観場との関連で議論した。Sekioka (1956) は『台風それ自体が温帯低気圧に変わるのではなく、台風域内で既存の前線上に新たに温帯低気圧が誘発され、これを台風との複合系 (complex system) が生じ、やがて、台風本体は衰弱し、温帯低気圧のみが天気図にあらわれて来て見かけ上の台風の温低化が完了する』という仮説をたて、いくつかの台風の温低化を論じた。Sekioka (1970) は ESSA の写真 (1枚/day) の雲パターンの変化を論じた。Matano and Sekioka (1971 a) はさらに pre-existing (先駆的にある) 温帯低気圧と重合して温低化する重合系 (compound system) を加えた。Matano and Sekioka (1971 b) は強い傾圧場での温低化において、前二者に加え、弱い out break のもとでの温低化を解析し分類に加えた。いずれも12時間間隔の高層観測と総観場を主とした解析である。

一方、大西洋での台風の衰弱過程については Shenk and Rodger (1978) が Nimbus 3/ATS3 のマイクロウェーブの観測で雨量強度を測定し、上陸後の埋積過程とアパラチア山脈における大雨を議論している。また、Hawkins, et al. (1968 c) は Hilda, 1964 のケースで上陸後の衰弱を解析している。最近の研究では、DiMego and Busart (1982 a, b) が tropical storm Agnes, 1972 の温帯低気圧化について、風の場合・鉛直流・運動エネルギーの収支などを詳しく論じている。また、村松 (1982 b) は台風7916の温低化過程を GMS・レーダー・高層観測データで詳しく解析している。この章では、この解析をもとに温低化を報告する。

4.1 地上~500mbにおける温帯低気圧化

図 A.5 (29日/00^z) から図 A.11 (2日00^z) に地上・850mb・500mb 天気図を示した。29日00^z の500mb 天気図の中に300mbの強風軸を重ねてあるが、130°Eで36°Nまで南下して、一担、不明瞭となったが、台風が北東へ加速し始めた30日00^z (図 A.7) では120°Eで33°Nまで南下し、120°Eに深い気圧の谷が発達、台風はトラフの前面に侵入した。さらに12^z (図 A.8) では、トラフの南東象限を急速に温低化しながら北東進し、1日00^zでは台風循環のすぐ西側、150kmまで強風軸が接近している。1日12^z (図 A.10) になると、すでに閉塞期の温帯低気圧となっていた。この間に温低化が完了したことになる。

(1) 大気下層(地上~850mb)における構造の遷移

大気下層にあたる地上及び850mb面についての台風の温低化を調べる。29日00^zの850mbの温度場を見ると、台風循環が偏西風帯の南北に温度傾度をもつ領域に侵入し、台風の西側で寒気移流となり、温度場の非対称化が進行する。さらに30日00^z (図 A.7) になると循環場は変形し始め、30日12^z (図 A.8) では地上天気図において台風中心より200km付近まで前線が形成され、850mb面での台風の北側に西南西—東北東走向の温度集中帯が南下してきていた。さらに、1日00^z (図 A.9) では前線も台風中心域近くまで解析されており、850mbの温度場・循環場とも温帯低気圧の特徴を呈している。そして、1日06^zの時点になると下層循環の中心まで西南西—東北東走向の14℃の等温線を含む温度集中帯(前線)が侵入し、温帯低気圧の構造へ遷移しており、1日12^z (図 A.10) には完全に閉塞期のパターンとなった。後で述べるが700mbより上の大気中層とは異なり、台風の下層循環から温帯低気圧に連続的に遷移している。

(2) 大気中層 (500mb) における構造の遷移

500mb を述べる前に、飛行機観測を含めデータが最も多く、地上~850mbの大気下層とは異なった変化をする700mbの東西断面を図4.1に示し、温低化を述べる。

高度場の変化で見ると、29日00^zではほぼ対称分布を示し、台風中心付近の勾配は急で中心集中性が顕著であり、暖気核の存在が特徴的である。30日00^zから12^zにかけ時間が経過するに従い偏西風帯領域に台風が入ると、上述の台風の特徴である温度集中性は緩み、西側での高度の低下傾向が続き非対称化が進行する。1日00^zには偏西風帯のじょう乱に伴う低圧部に台風循環の消滅直前の低圧部が重なっているのが観測からわかる。そして、1日12^z (06^zは風速場のみ観測)になると台風循環は消滅し、中心の暖気核は消滅、前線に伴う温度集中帯が侵入し、循環中心付近で2℃まで低下した。12^zの構造は閉塞期の温帯低気圧の

特徴を示しており、00^zと12^zの間で温低化が完了したことになる。

次に、500mb面(大気中層)における構造の遷移を述べよう。台風循環は大気中層で傾度風平衡がよく成り立っている。一方、中緯度偏西風帯領域では地衡風平衡が第一近似で成立しており、この領域に台風が侵入すると実際に観測された高度場・風の場合は両者の合成されたものと考えてよい。ここでは大気中層の非発散レベルである500mb面で検討する。

30日12^z、台風中心の北西200kmにあたる米子(地点番号47444)では500mbの風が321度、8m/sであり、東南東80km地点(潮岬の観測を気球の移動分補正したもの)では211度、45m/sが観測され、台風循環の反時計回りの接線風速が偏西風と合成されて減(加)速されていることがわかる。500mbはほぼ非発散面であることから、このレベルでの実測風を \mathbf{V}_{OB} 、高度を ϕ_{OB} (ジオポテン

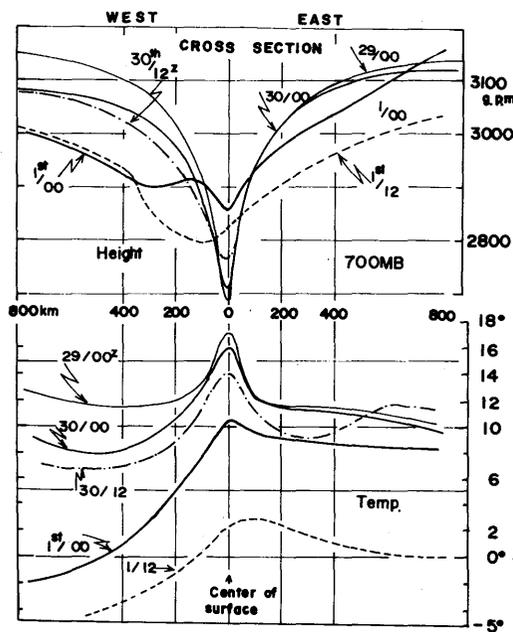


図4.1 : 700mb 高度場および温度場の東西断面の変化、29日00^z~1日12^z。

シャル) とすると、台風を取り巻く偏西風場即ち地衡風の式は

$$f \cdot \mathbf{V}_{geo} \times \mathbf{k} = -\nabla \phi_g$$

\mathbf{V}_{geo} : 地衡風、 ϕ_g : 高度場; \mathbf{k} : 鉛直方向の単位ベクトル) 傾度風の式は台風中心を原点とする円筒座標系で

$$f v_\lambda + v_\lambda^2 / r = -\partial \phi_\lambda / \partial r \quad \text{となる。}$$

但し、 r は台風中心からの距離、 $\partial \phi_\lambda / \partial r$ は等圧面の傾き、 v_λ : 接線風速である。観測された高度は

$$\phi_{OB} = \phi_g + \phi_\lambda \quad \text{となる。}$$

台風の中心位置と6時間間隔で観測された高層の場を平滑化した地衡風場 ϕ_g 、 \mathbf{V}_g が与えられれば、 ϕ_{OB} と \mathbf{V}_{OB} から v_λ 、 ϕ_λ の分布が得られることになる。図4.2は30日12^zの500mbの台風循環場

とそれを取り巻く偏西風場を分離したもので、高度場及び風の世界ベクトルをそれぞれ表わしている。この時の高層の観測点は台風中心に対し解析に好適な分布をしていた。偏西風場の高度 ϕ_g は台風循環の及ばない領域での地衡風平衡を考慮し、6時間ごとに500mb面の天気図解析を行い外挿して用いた。

この図4.2で潮岬の場合、 \mathbf{V}_{OB} は211度、45m/sであり、 \mathbf{V}_g の225度、21m/sから推定された台風の \mathbf{V}_λ は190度、24m/sとなった。一方、台風の北西230kmの米子の場合には \mathbf{V}_{OB} は321度、8m/sであり、図のように西風の地衡風と打ち消し合うような傾度風が求められる。同様に台風を取り巻くすべての高層観測点で推算し、図4.2のベクトルが得られた。図中、実線は台風の循環

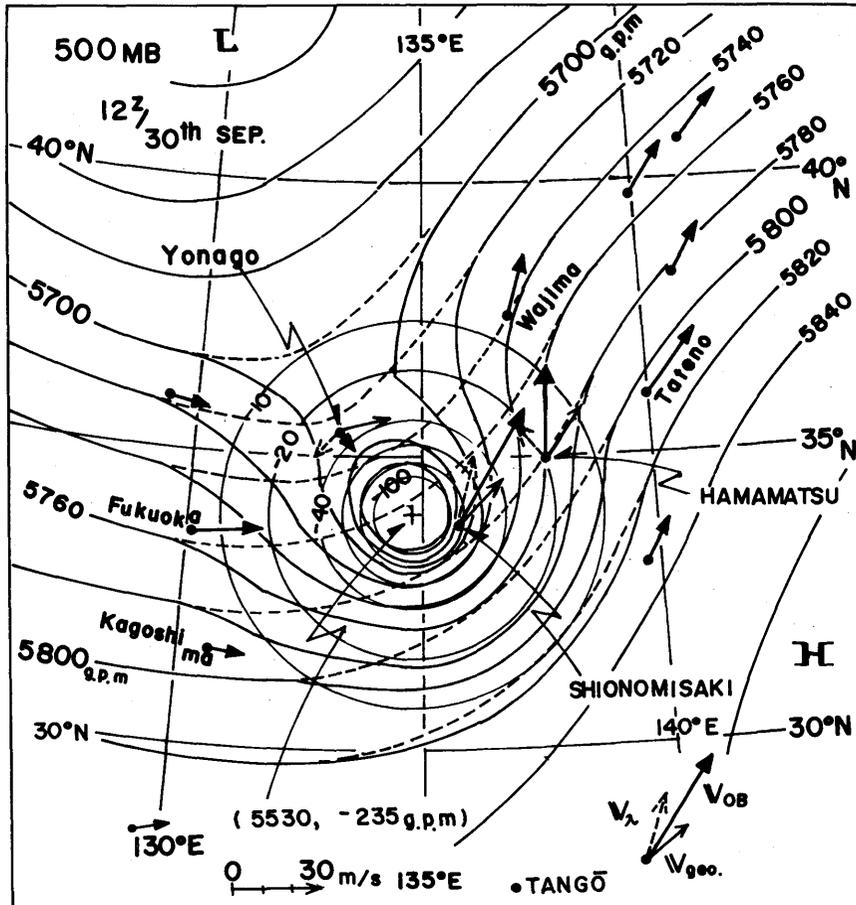


図4.2: 500mb面での台風循環場と偏西風地衡風場、30日12^z、実線は観測された高度場、破線は台風循環を除いた地衡風場、 \mathbf{V}_{OB} : 実測風、 \mathbf{V}_{geo} : 地衡風、 \mathbf{V}_λ : 台風循環の傾度風風速。

場 ϕ_λ と偏西風場 ϕ_g との和——実際に観測された場—— ϕ_{OB} である。台風循環がまだ強い状態での侵西風帯領域での特徴的な分布をしている。また求めた v_λ の分布と ϕ_λ の分布とは矛盾しなかった。

図4.2と同様に6時間ごとの500mb面の台風循環と一般場(偏西風場)との分離を行ったのが図4.3である。30日00^zでは西~西南西15m/s以上の場の中へ台風循環が入り、06^z、12^zと循環域を

減少させながら北東進した。1日00^zに40.5°N、142.0°Eの海上へ抜けた時には循環の直径は約200km以下となった。

図4.3で示された30日00^zの分布で興味深い点は台風中心の北310kmの福岡での観測値である。台風の傾度風と偏西風場の地衡風がほぼ打ち消しあってしまったため、実際の風が1m/sと流れの特異点となっている点である。次の30日06^zでは鹿児島・福岡・米子・潮岬の4観測点に囲まれ

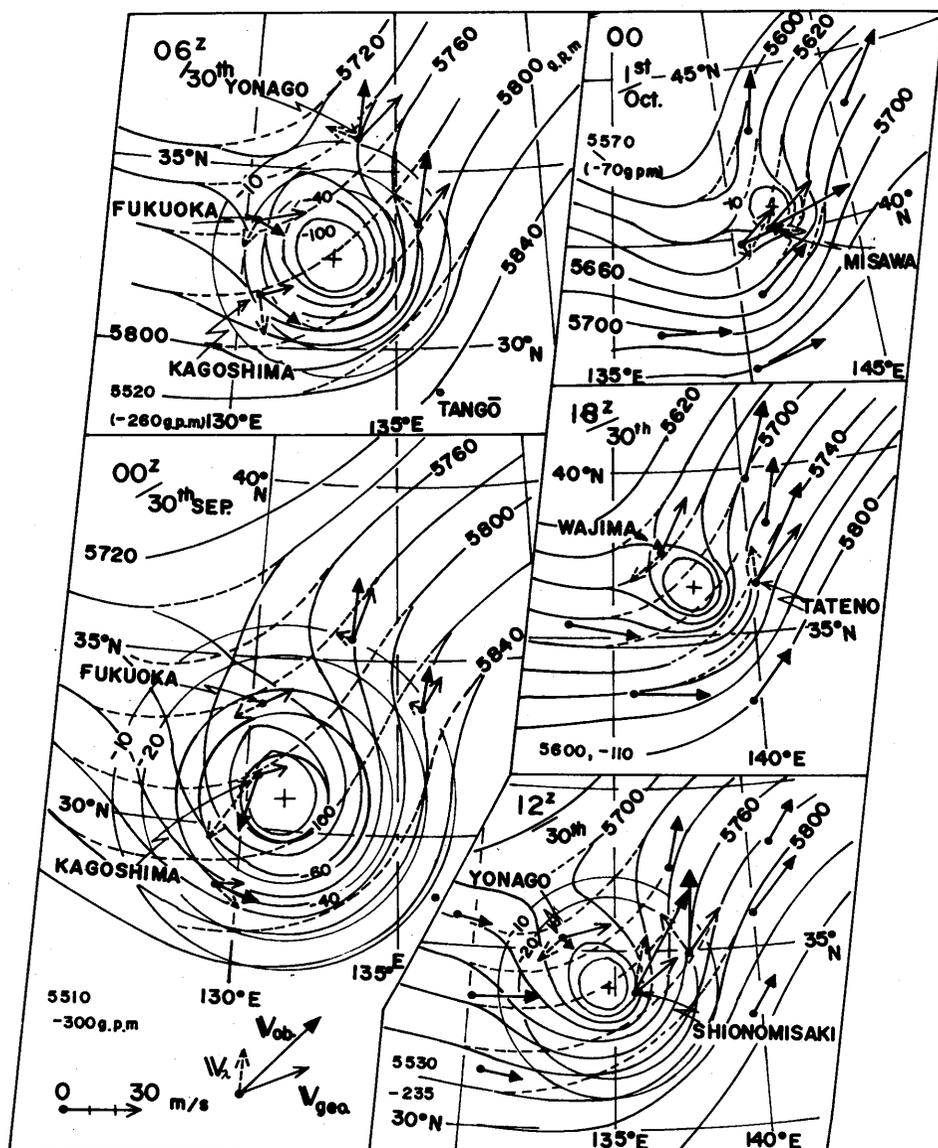


図4.3：図4.2と同様、500mb高度、風の場の変化、30日00^z～1日00^z。

るように台風が位置し、 00^z とは異なった好適な分布となっていた。 12^z は図4.2と同じものであり、 18^z では輪島の V_{OB} が 171 度、 7 m/s となり 205 度、 24 m/s の一般場と 40 度、 17 m/s の傾度風との合成ベクトルとなっている。館野では 212° 、 41 m/s と両者のベクトルの和となり、台風の南東象限で一般流との合成でより強風が吹いていることがわかる。

1日 00^z の場合では三沢の観測が飛揚時刻 0045^z と通常より1時間15分遅れて実施されている。このため台風との相対位置補正を行なうと観測点は中心の南西 80 km の位置となる。観測値、 5603 g.p.m. 、 246 度、 19 m/s は風速場や高度場からも見ても未だ直径 200 km たらずの循環場が残っていることを示している。観測の時間分解能と空間分解能を良くすれば偏西風場との分離は可能であろう。

以上の6時間間隔の観測で台風循環のみの 500 mb 面での高度(ϕ_λ)と風速(V_λ)の変化を図4.4に示す。

変化の特徴点としては：i) 上陸(09^z、18時)後の急激な衰弱、ii) 1日 00^z でも台風循環が弱いながら解析され、iii) 変化を外挿すると1日 06^z には循環はほぼ消滅する；の3点である。大気中層における台風自身の循環場は1日 06^z に消滅したと考えてよいであろう。

(3) 偏西風帯じょう乱と台風との共存

図4.5は偏西風帯に侵入しながらも、まだ十分に台風の形状を維持している時期である30日 12^z の地上から 500 mb までの台風循環とその周辺場の構造である。この図で最も興味深い点は、(b)の

700 mb 面である。紀伊水道に中心をもつ台風循環と日本海にある循環が図中A—Bで示す遷移層で明確に分離されていることである。この遷移層を境界に南側では台風に伴うエコーとそれより北東へ延びるエコー域があり、反対に極側では乾燥域となっている。

台風中心から北西 230 km の米子の状態曲線と風の鉛直分布を図4.6に示したが、 770 mb から 700 mb の層で明瞭な安定層がある。風の鉛直分布においても、この安定層より下層は台風循環による北東～北北東の風となっているのに比べ、安定層より上で西北西に急変しており、安定層が風の遷移層となっている。福岡の場合でも同様に、安定層が $700\sim 620\text{ mb}$ に存在し、これより下層では湿度が飽和しているのに比べ、上層では非常に乾燥した領域が侵入してきている。即ち、 700 mb 付近にある遷移・安定層が、それより北側の偏西風帯領域のじょう乱と台風循環を明確に分けており、台風循環が下層でもぐり込むように存在している。この遷移層が相当温位の高い台風循環の領域と、より低温で乾燥している相当温位の低い偏西風帯じょう乱の領域とを明確に分け、両者の共存を可能としている。

図4.7は図4.5と同様なものであり、1日 00^z の鉛直構造である。 $700\text{ mb}\sim 500\text{ mb}$ の大気中層において、台風循環は衰弱過程にあり、偏西風帯のじょう乱がより明瞭に出ており、 700 mb 付近の安定・遷移層が明瞭に存在している。この状態は、あとで述べるように偏西風帯じょう乱に台風が併合・吸収されるまで続いた。

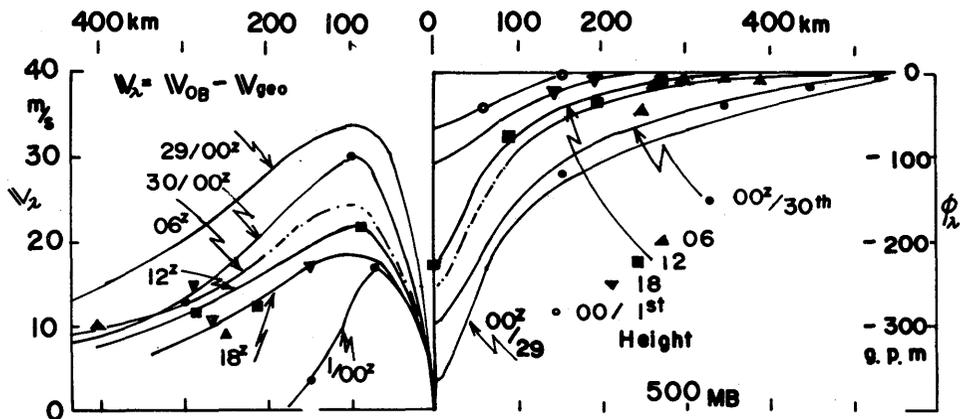


図4.4：500mb面の台風循環のみの風速と高度成分、29日 $00^z\sim 1$ 日 00^z 。

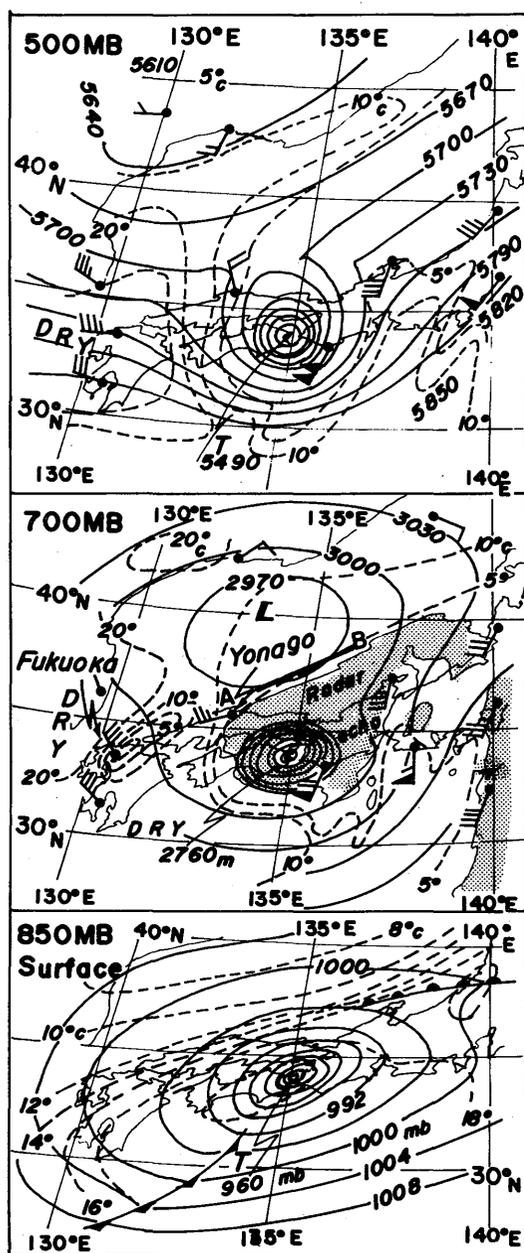


図4.5：偏西風帯侵入後、まだ十分台風の形態が維持されている期間、地上-500mbの鉛直構造、30日12^z。

(a)500mb 高度、高層風、T-Td (露点差)、(b) 700mb 高度、高層風、露点差、A-B は遷移層、陰影はエコ域(富士山レーダー)。(c)地上等圧線、850mb 等温線

(4) 700mb 乾燥域における温帯低気圧の完了

地上~850mb、700~500mb のいずれの解析においても温低化完了の時刻は1日06^zで一致している。ここでは大気中層の乾燥気塊の台風中心域への侵入と温低化完了との関連を調べる。この乾燥域の存在は第3章で述べたように成熟期の最も安定な時期においてすら、台風の西側で観測され、東側の湿潤域と対照的であった。

このあと、図4.5で示した30日12^zにおいて700mb より上層の乾燥域が極側から台風の西側190kmまで侵入してきており、18^zではさらに中心に近づいた。1日00^z(図4.7)の乾燥域の分布を見ると、仙台では比較的乾燥(露点差10^z)しているのに比べ、三沢は飽和状態であり、まだ中心域まで乾燥気塊が侵入していない。1日12^zでは既に下層循環中心まで乾燥気塊が侵入し、温帯低気圧として特有な形態となっている。この間、1日06^zには温度・湿度・高度の観測がないので、00^zと12^zのT_{BB}分布と700mbの乾燥領域との分布を比較し、乾燥域の領域を調べ、図4.8に示す。00^zでは、T_{BB}の0^zまたは10^z(可視画像上で下層雲領域か、もしくは晴天域)の等値線と乾燥気塊の境界とがよい対応関係を示し、12^zにおいても同様である。従って、この間の06^zのT_{BB}の分布を比較すると、T_{BB}の0^zの等値線がすでに下層循環中心まで侵入していることがわかる。

写真23の1日06^zの可視画像において、このT_{BB}0^zの等温線は台風の中心域の晴天または背の低い雲域と絹雲に覆われた(Ci shield)の厚い雲域との境界がほぼ対応していた。下層循環中心域がCi shieldと下層雲域との境界付近に存在し、Ci shieldの極側一北西側が高気圧性曲率をもつという発達した温帯低気圧特有の形態となり、大気中層での温低化が完了したことを示している。図4.8で斜線域の部分が地雨性の降雨を観測した領域であり、下層循環中心の進行前方に拡がっており、温帯低気圧の降雨パターンとなっている。降雨・温度・湿度分布から見て、1日06^zに温低化が完了したことになる。

4.2 衛星データ解析による温帯低気圧化

(1) 衛星画像上における温帯低気圧化

すでに述べたように、成熟期の台風においても

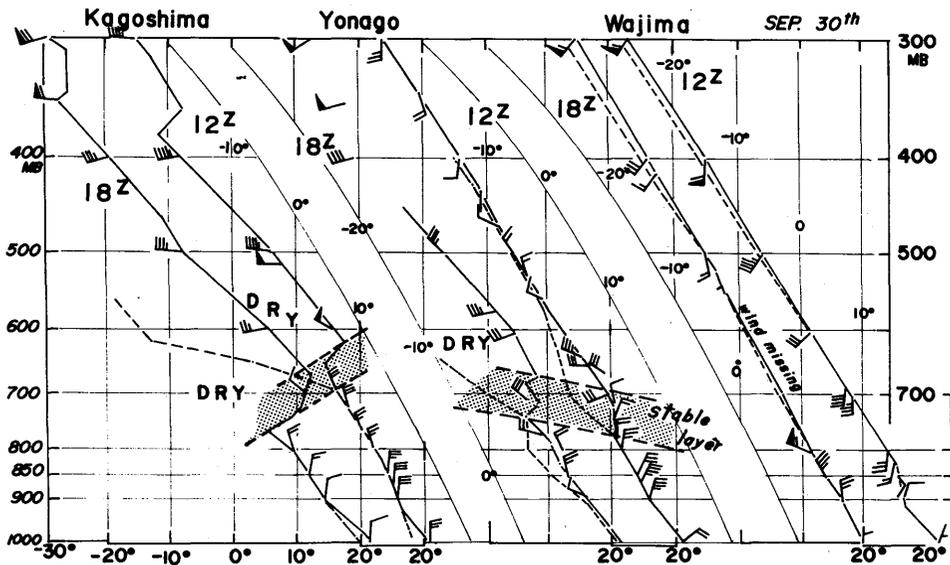


図4.6：福岡・米子・輪島の状態曲線、実線が温度、破線が露点、および高層風、陰影の部分は安定層。30日12^z～18^z。

西側から変質を示唆する雲域が見られ、非対称化が進行し始めている。ここでは偏西風帯における温低化過程を画像から調べる。

写真18に29日の画像を示してあるが、29日12^zまで明瞭な眼が持続的に観測されていた。18^zでは画像上では認められなくなった (T_{BB} の東西断面では中心付近の高温域一帯のみとして観測されている)。 T_{BB} 分布・画像とも18^zには眼が消滅した。加速し北東進している30日00^z (写真19) および、四国上陸直前の30日06^z (写真20) の観測では、すでに眼はないが、CDOの円形度はよく、それを取り巻くスパイラルバンドも活発で、まだ発達した形状を保っていた。そして、30日12^z (写真21) の画像においては、CDOがまだ明瞭に観測され、 T_{BB} 分布 (図A・18) 上では $T_{BB} \leq -70^{\circ}\text{C}$ 領域が直径100km以上に広がっており、まだ組織性はよい。

しかしながら、上陸後9時間経過した18^z (写真21、下段) では、すでにCDOが消滅し、北～北東象限に活発なCbが移行し、中心核構造が崩壊している。同時に、台風の北～北西側で、極側の縁が高気圧性曲率をもつCi shield (絹雲の覆い) が明瞭化してきており、温帯低気圧に伴う雲システムの特徴を有してきている。次いで10月1日00^z (写真22) では矢印の先に下層の循環中心

があるが、形状から見て温暖前線に対応する東西南方向へ延びる幅広い雲バンド、総観場の700mbで代表される上昇流域に対応する北海道の上を覆う濃密な雲域の存在、その雲域の北～北西側の縁が高気圧性曲率をもち鋭く切れていることなど、発達期から閉塞期へかけての温帯低気圧の雲システムの特徴を具えている。しかしながら、下層循環中心 (40.5°N・142.0°E) の東には前線性雲バンドとは異なった走向の可視・赤外両画像上の雲域があり、台風循環を示唆する低気圧性曲率を示していた。この特徴的な雲域は04^z (画像略) まで釧路の南の海上で認められるが、1日06^z (写真23) にはこの循環を示唆する雲域はすでに消失し、温帯低気圧の雲システムに遷移した。GMS画像上の雲システムとしては1日06^z で温低化が完了していると言えよう。12^z には天気図・画像上とも閉塞期の温帯低気圧となって再発達の過程にと進んだ、2日00^z の可視・赤外画像を写真24に示したが、中心付近は背の低い層積雲系の雲域で覆われ、閉塞期の発達した温帯低気圧の雲システムとなった。

(2) T_{BB} 東西分布上での変化

次に、台風を構成する組織的な対流域の消長を見るため、GMSで観測された T_{BB} をもとに、台

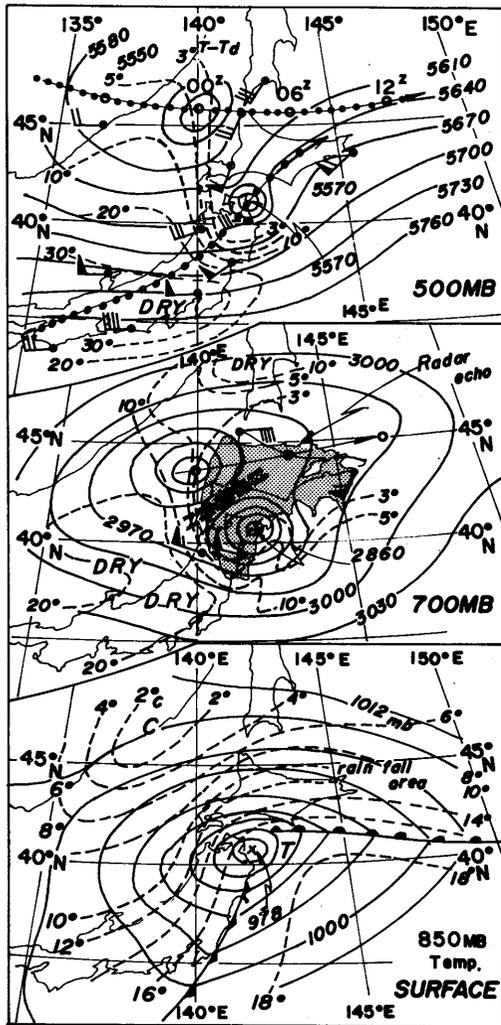


図4.7：温低化完了直前の鉛直構造、1日00^z。
 (a)500mb高度、露点差、高層風、黒丸の軌跡は台風および偏西風帯じょう乱の移動経路、(b)700mb高度、高層風、陰影はエコー、斜線部は遷移層、(c)地上等圧線、850mb等温線。

風中心を通る T_{BB} 、即ち雲頂温度—高度—の東西分布を求め、その変化を図4.9に示した。巻末の図A・17(30日00^z)から図A・22(1日12^z)に T_{BB} 分布を示した。

図4.9の30日00^zの T_{BB} の東西分布において、注目すべき点は中心の西側および東側100km付近

に出ている低温の極値である。図4.10に示す30日00^zの種子島のレーダーエコーで見ると、この領域は台風の眼の壁雲に対応している。また、その値である $T_{BB} = -74^{\circ}\text{C}$ は鹿児島で観測された圏界面 (15.7km・ -74°C 、120mb) に対応し、圏界面に達する雲頂高度をもつ対流雲域であることがわかる。

さらに、その内側にある低温域も興味深い。29日まで明瞭であった台風の二重眼構造において、内側の眼の壁雲に相当するもので、 -68°C の低温域の中は -64°C の相対的に高温部がある。このとき、エコーは半月形を示し、二重眼の内側の眼の壁雲が崩壊する途中の過程であった。このあと06^zには台風の二重眼構造はなくなり、これらの特徴は消えた。

次いで、上陸2時間後の30日12^zにおいては、台風中心域における T_{BB} は、まだ -70°C 以下であり -60°C 以下の領域も200km以上の幅で存在し、依然としてCDOが組織的に認められる。しかし -40°C 以下の領域で見ると西側の120km東側200kmと全体に東側へずれつつあることがわかる。また00、12^zともに台風の西側150~250kmで T_{BB} が大きく変化し、主な雲域の西側の縁が壁のように切れていることが注目される。上陸後9時間後の本州中部 (36.5°N、138.0°E) に進んだ18^zの分布では、台風中心の西側で T_{BB} は急激に上昇図A・19で見られるよう、低温域は台風の北~北東側に移行し、中心付近には組織的な背の高い(深い)対流雲域が見られなくなった。

1日00^zの東西分布において、台風中心から200km内の領域では T_{BB} が -30°C より高く、雲頂も10km前後と圏界面に達するような組織的な雲域はすでに消失した。06^z(図A・21)ではさらに T_{BB} が上昇している。即ち、台風特有の中心付近での深い組織的な対流が30日18^z以後は認められない。

この結果、 T_{BB} の分布から見て台風の特徴のひとつである中心付近の深い対流雲域—CDO—に対応—が消失した18^zの時点をもって温低化が完了したと言えよう。

一方、 T_{BB} 分布の30日00^z(図A・17)から1日06^z(図A・21)の雲頂温度の低温の値は -76°C (30日00^z)から、 -75°C (12^z)、 -60°C (18^z)、 -50°C (00^z)、 -45°C (06^z)と逐次上昇し、低温域は時間の経過とともに、北—北東側へ移行し、

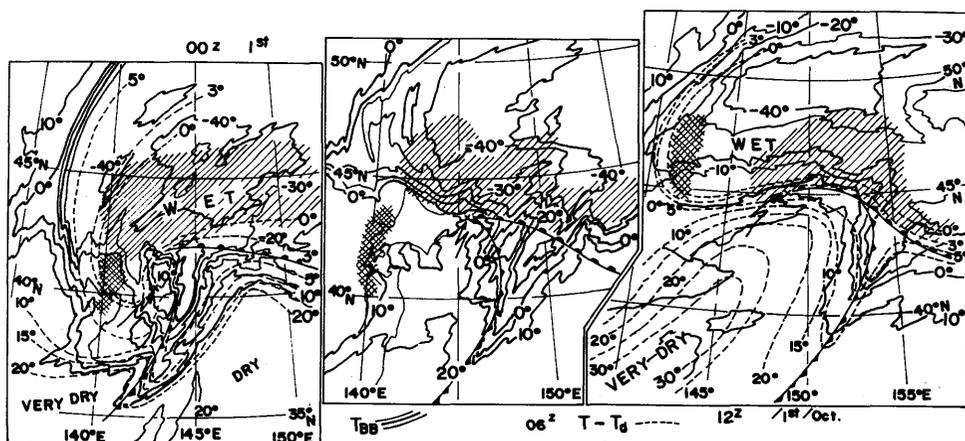


図4.8：T_{BB}分布（実線）および700mb T-Td（破線）の分布の変化、1日00^z～12^z。斜線域は非対流性降雨、網目は対流性降雨域、矢印の先のX印が下層循環中心。

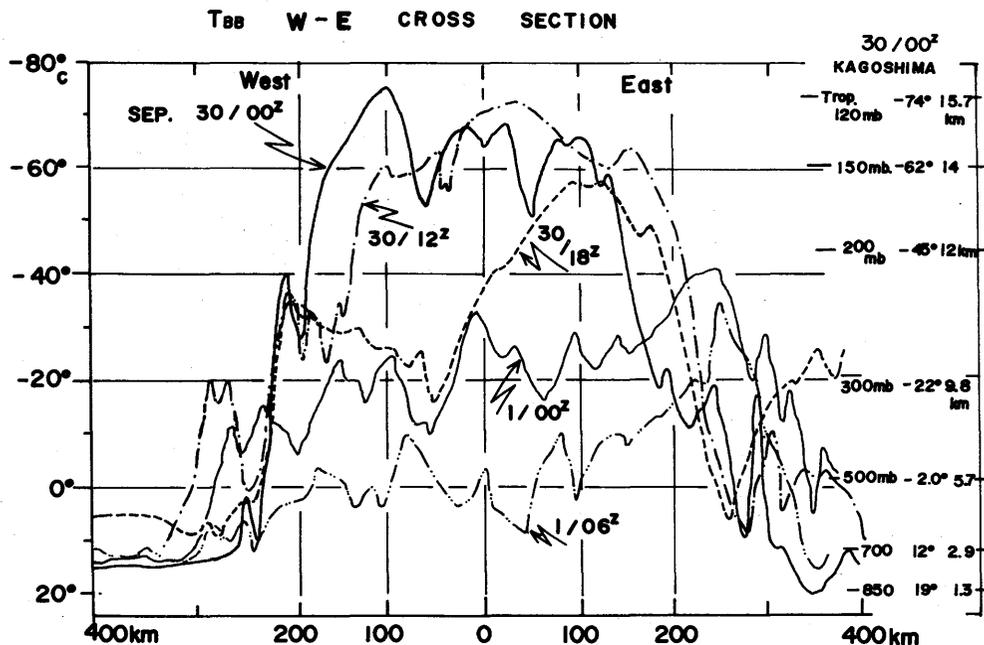


図4.9：循環中心を通るT_{BB}の東西断面の変化、30日00^z～1日06^z。

温帯低気圧に構造が遷移した。

4.3 レーダーエコーおよび降雨量分布の変化

(1) レーダーエコー分布の変化

4.2ではGMSデータ、すなわち雲システムと

しての温低化を調べ、30日18^zには中心核における背の高い対流雲域(CDO)の消失が解析され、運動(循環)場における温低化完了より12時間も先行していることがわかった。ここではレーダーエコーと降雨量分布という降水系から見た温低化を調べる。

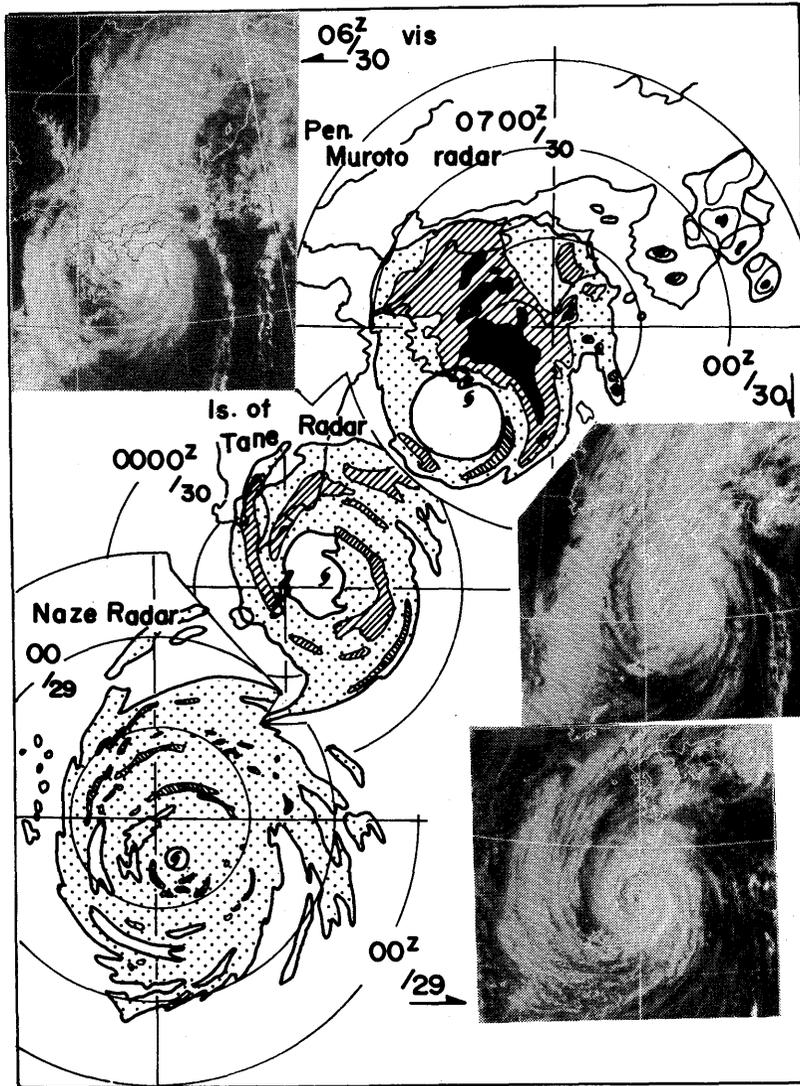


図4.10：台風眼の拡大（レーダーエコー）と可視画像上での眼の消滅（29日00^z～30日06^z）；レーダーは名瀬（29日00^z）、種子島（30日00^z）、室戸岬（30日07^z）。

29日00^zを中心とした成熟期をへたあと、偏西風帯に侵入した台風の中心構造の変化をレーダーエコーで追ってみよう。図4.10は台風の経路上の名瀬—種子島—室戸岬の各レーダーから見た台風眼の拡大過程を観測したものである。台風眼とそれを取り巻く眼の壁雲が明瞭な29日に比べ、18^zでは、壁雲の中にドーナツ状の直径25kmの眼がある二重眼構造となっていた。このあと種子島レーダーで継続して追うと、30日00^zには二重眼の内

側の眼の壁雲が崩れ、東側に三日月型となって一部を残すのみであり、眼の径の拡大が進んだ。さらに室戸岬レーダーで引きつづいて追うと、図4.10の上段の07^zエコー分布となった。偏西風帯領域に入った29日06^z（15時）以後、加速しながら北東進する台風の眼の拡大、非組織化が明らかである。

この変化をGMSの画像シリーズで見ると、29日00^zの画像から12^zまでは明瞭な眼が存在して

いたが、18^zの赤外画像ではすでに眼は確認出来ない。30日00^zでも同様である。しかし、この時刻のT_{BB}の東西断面である図4.9で見れば中心より東側50km、西側60km付近に-50℃前後の相対的に高温な領域があり、台風眼とそれを取り巻く内側の壁雲と外側の壁雲域とが不明瞭ながら分離している点が指摘できる、このときのT_{BB}分布を図A.17に示す。次いで30日06^zでは00^zと異なり、エコー分布でも二重眼構造はなく、画像上(写真20)において、全く眼は見られなくなった。詳細に見ると、内側の眼の崩壊が先行し、衛星画像上では数時間遅れる。これらの経過はレーダー眼の拡大・不明瞭化と対応して衛星画像上での眼の消失過程を示していることがわかった。

この図4.10のあと800kmレンジをもつ広域探知の富士山レーダー(波長10cm)で追跡したのが図4.11である。30日12^zまでは室戸岬レーダー(5cm波)のエコー図を合成してある。眼構造は四国上陸後3時間たった12^zでもなお組織的な眼の壁雲と眼が観測され、さらに中部山岳地方に入る直前の17^zまで眼は不明瞭ながらも確認できる。18^zでは急激に眼の構造が崩壊している。この点は図4.9のT_{BB}の変化とよく一致している。

図4.11に示したレーダーエコー分布の変化から台風の温帯低気圧への遷移の特徴点は次のとおりである。

i) 台風の北側の前線性雲バンドに、台風の東側からの湿潤な南成分をもった気流が合流し、台風の北～北東側で組織的なエコーが拡がり、06^zでは北200km、09^zでは北380kmまで拡大し、12^zでは、さらにエコー域は拡大・面状となっていた。

一方、台風の南西象限では150kmより外域でエコーはなく、北～北東側と南～南西側とが著しい非対称を呈している。この点はGMS画像でも見られ、偏西風帯での台風と前線性雲バンド-偏西風トラフ-との関連の降雨構造のひとつの特徴であろう。

ii) 上陸後(09^z)は非組織化が進み、特に大阪に再上陸した13^z(22時)以後は中心を取り巻く組織的な対流雲域が減少、15^z以後はその傾向が著しい。

iii) 眼の構造は四国上陸後約9時間たってから急激に崩壊(18^z)し、T_{BB}の変化と一致している。21^zには対流性エコーも観測されなくなり、台風としての組織的の形状の一つであるエコー分布(降水粒子の組織的な分布)が崩れ、台風としての特性を失なった。

急速に中心核が崩壊した18^zを含む、16^z-21^zの毎時雨量分布を図4.12に示す。上記i)~iii)の特徴に加え、iv) 中心核が崩壊した18^z以前では、20mm以上の降雨域が台風の中心の北側にあり、南側では強い降雨がない。さらに、20^z(19-20^zの降雨量)以後では降雨はさらに弱まり、30日12^z以前と比べ著しく弱い。

さらに図4.13に、このあとの函館・札幌・釧路の3レーダー合成図におけるエコーの変化、および3時間雨量を示した。

i)~iv)に加えて、次のことが明らかとなった。

v) 下層循環中心の南～南西側はエコーなし領域となっており、逆に北西象限には一部対流性を含む面状エコーがある。この西側の縁は高気圧性曲率をもち明瞭に切れ、その西側の日本海上のエ

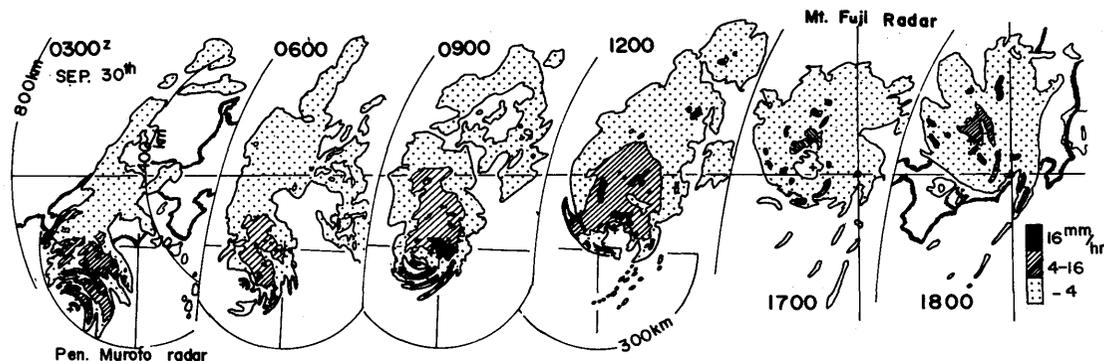


図4.11: エコー分布から見た台風の温帯化、富士山レーダー(30日03^z~18^z)、12^zまで室戸岬レーダー合成。

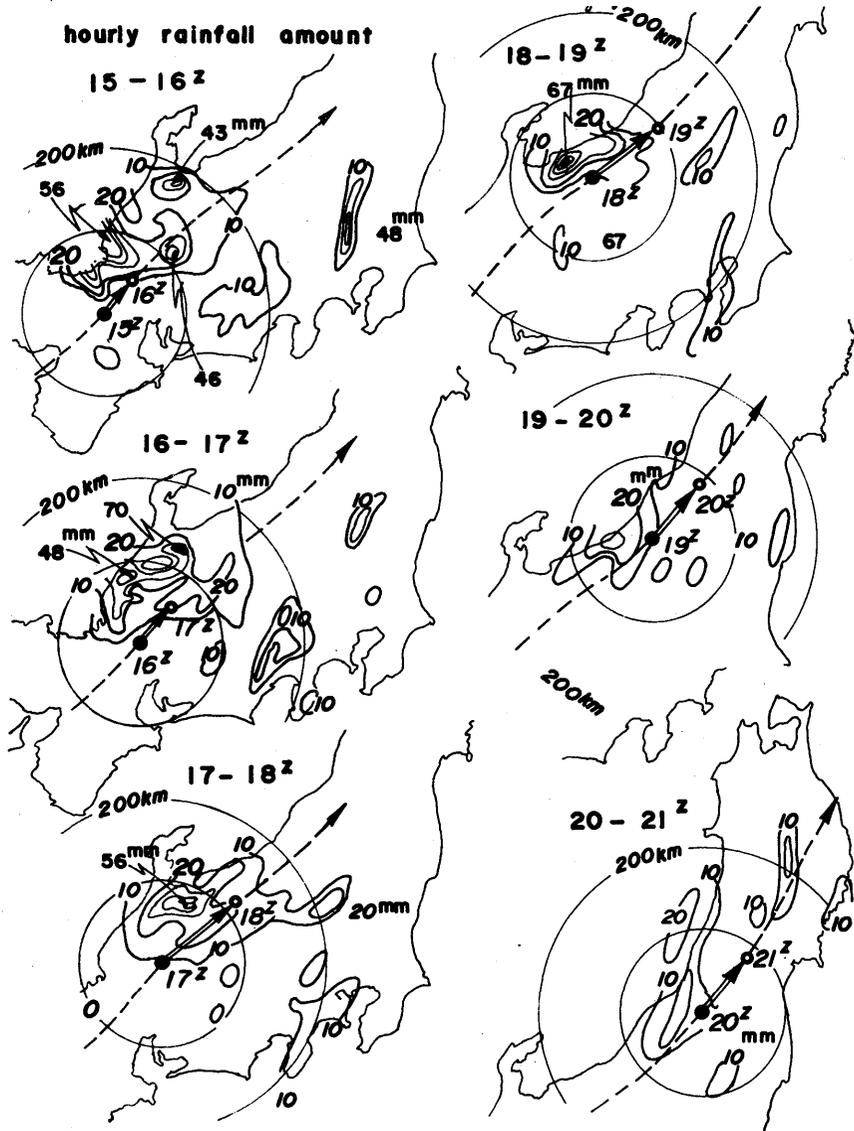


図4.12：温低化過程における時間降雨量分布。30日15^z～21^z。

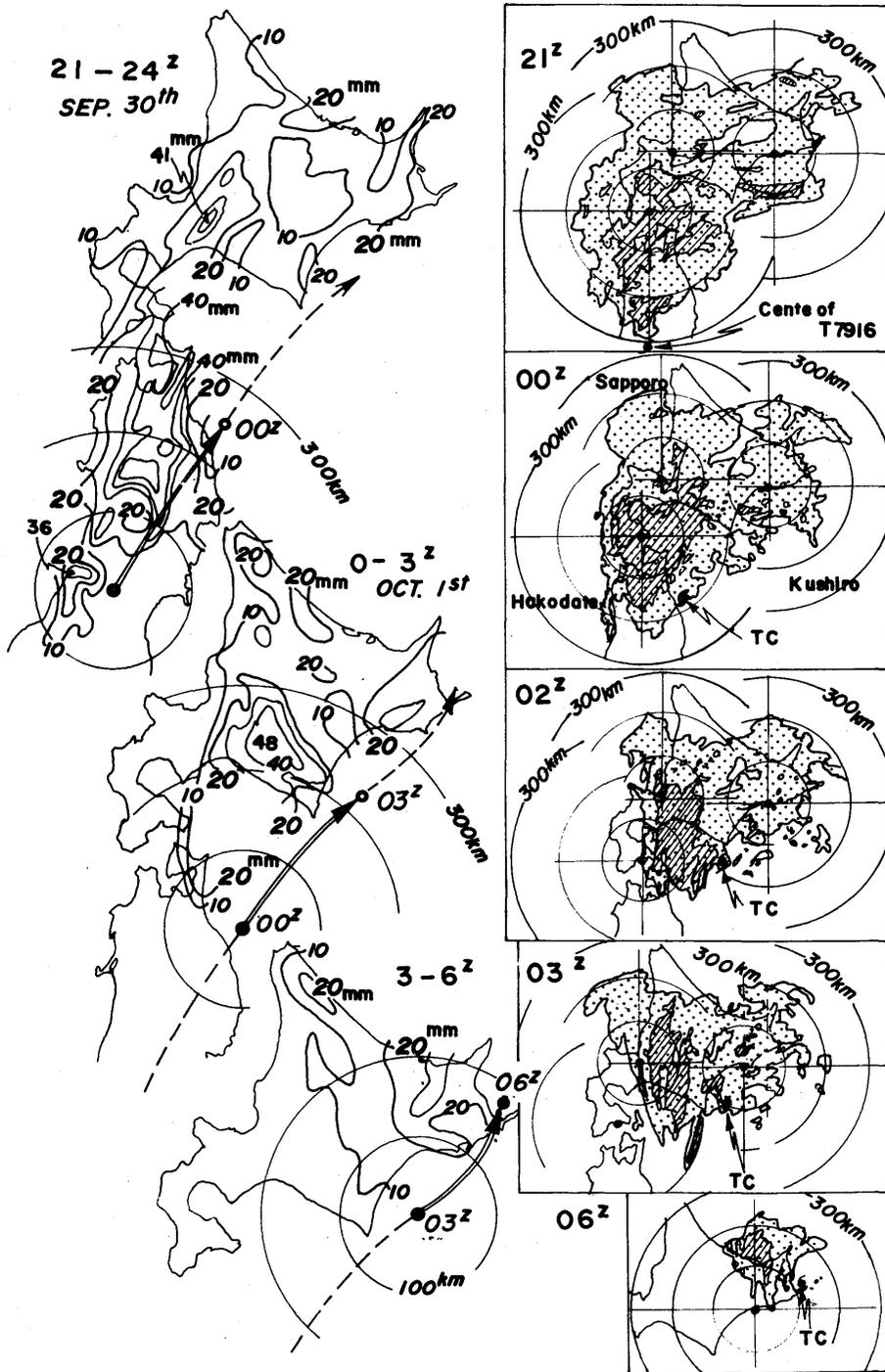


図4.13：3時間雨量分布（30日21^z～1日06^z）と札幌、函館、釧路レーダーの合成図。

コーなし領域（画像では晴天域）と明確に分けている。この傾向は 03° 、 06° （15時）と同様に続き、時間の経過とともに曲率は増し、循環中心へ近づいてきている。

これらⅰ）～ⅴ）のエコー分布および降雨量分布の変化は台風構造の崩壊と、その低気圧循環が閉塞期の温帯低気圧の構造に直接遷移していることを示している。エコー分布から見て30日 18° には急激に温低化し、21 $^{\circ}$ にはほぼ完了し、1日 00° では既に温低化が完了していると思わせる。

4.4 偏西風帯じょう乱への吸収併合過程

図4.7は温低化完了直前の1日 00° の鉛直構造を、また図4.5に30日 12° の同様な図を示してある。1日 00° までの500mb面における台風の構造の変化が図4.4に示されており、偏西風帯侵入による大気中層の台風循環の衰弱を示している。図4.7では台風循環の軸はほぼ鉛直で、下層に強い

渦度が集中している。さらに日本海北部には東～東南東進してきた偏西風帯じょう乱があり、700mb面まで対応した渦があり、渦管の軸は上層ほど北へ傾いている。下層では台風循環場に覆い隠され、渦は解析されていない。両者は各々の特性を示しながら、先に述べたように700mb付近の遷移層で明確に分離されている。

この時刻を含み、30日 12° から1日 12° の間の札幌・根室・稚内における高層の時間・空間断面図を解析し図4.14に示す。偏西風帯じょう乱の中心付近が通過した稚内では660mb（1日 00° ）の安定層上端より上で、高度場・風速場から大気中層のじょう乱が明瞭で、渦管は上空ほど西へ傾いていた。またこのトラフが 45° N付近を東進し、1日 00° から 06° の間に稚内付近を通過した。これに対応して札幌では350～700mbで明瞭なトラフの通過が認められ、大気中層の渦の東進通過を示している。両地点とも700mb付近に存在する安定層より下層での偏西風帯じょう乱の渦の通過が認め

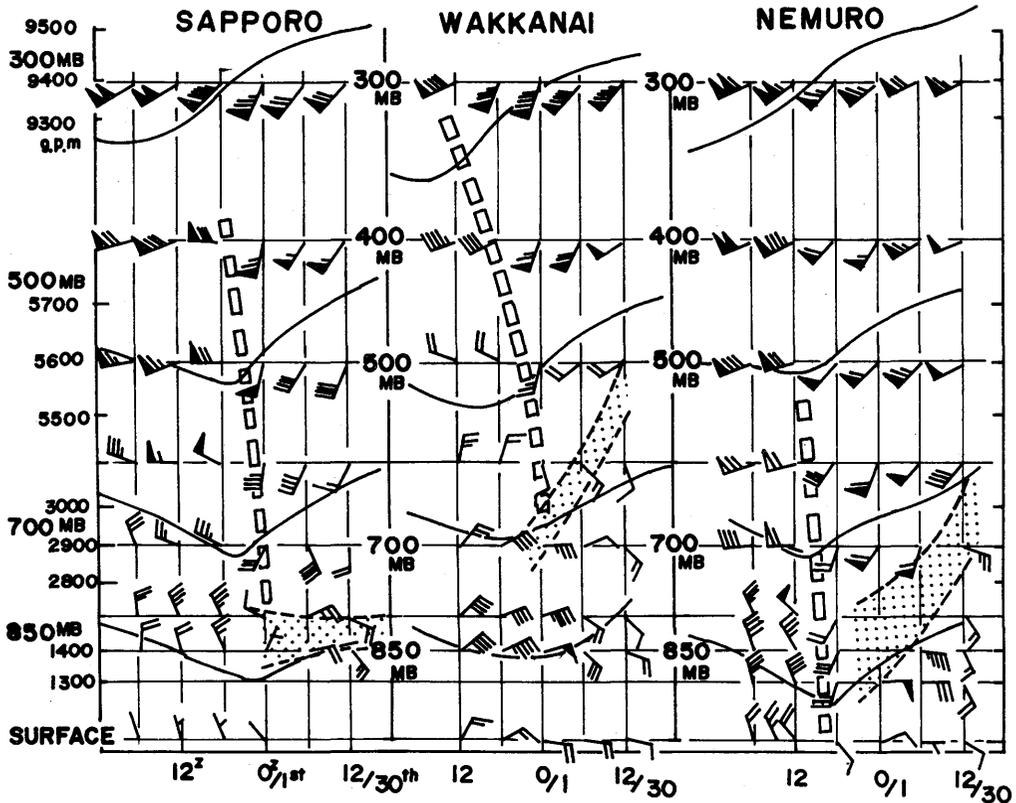


図4.14：稚内・札幌・根室の高層シーケンス、30日 12° ～2日 00° 。

られない。

3観測点とも安定層が風の場合での遷移層と一致しており、安定層より上の大気中層で偏西風じょう乱が卓越し、下層では台風の下層循環の場が卓越している。この900~700mb付近の安定層で台風循環と偏西風じょう乱場が明確に分離されており、矛盾なく両者の共存を可能としている。

1日06^zの鉛直構造を図4.15に示す。この06^z

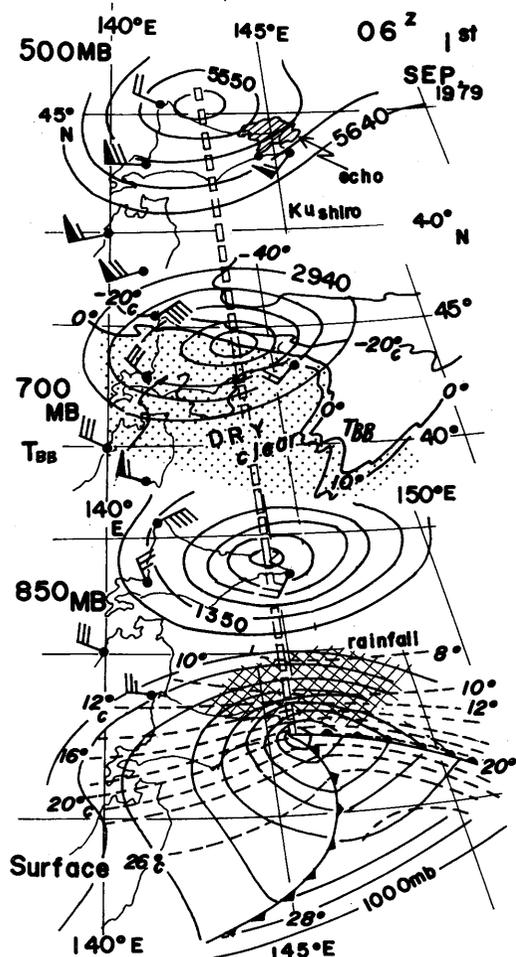


図4.15：温低化完了時の地上—300mbの鉛直構造、1日06^z。

は先に述べたように、台風の温低化が全ての要素で完了した時点である。この時点で、

i) 北北東進した台風循環は大気中・上層で消滅した。

ii) 台風循環として連続的に追跡されてきた地

上~850mbの下層の渦と、東進してきた大気中層を主体とする偏西風じょう乱の渦管が結合した。軸は上へ行くほど西へ傾いており、温帯低気圧としては発達する期間である。

iii) 00^zまで観測された遷移(安定)層はii)の温低化完了とともに消滅した。

以上、台風循環が偏西風帯じょう乱に併合吸収され、鉛直構造上、矛盾なく閉塞期の温帯低気圧に遷移する過程が明らかとなった。

4.5 気圧の急変 (pressure dip)

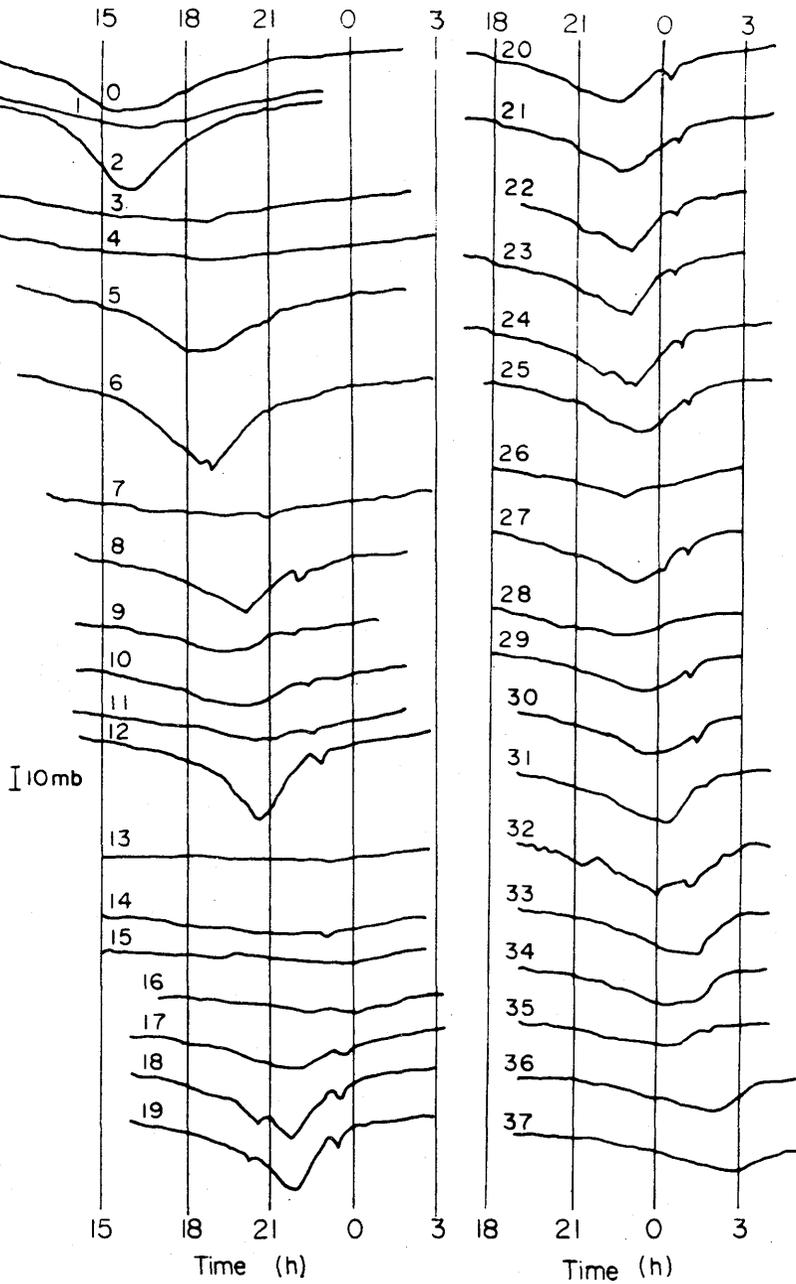
中島、ほか(1980)で報告されている点を中心に述べる。

台風16号が西日本を通過したさい、図4.16で示したように、各地の気圧日記録に顕著な気圧の急変が台風による最低気圧の出現の前と後にみられた。徳島(図4.16の地点12)の気圧の例をとってみると、台風本体により20時40分に最低気圧961.1mbを記録した後上昇したが、22時56分に気圧のくぼみ、即ち pressure dip 域に入り、気圧偏差は約6.5mbあった。他の地点の洲本(地点18)、和歌山(19)奈良(24)など台風中心から後面だけでなく前面にも同様な dip が存在していた。pressure dip の形状としては帯状で長さ130km、幅30kmと解析され、図4.17にその移動を示した。このような pressure dip は他の台風で見られる場合もあり、最近では台風8115に関して関東平野南部で観測されている。詳細はまだ未解明の部分が多いが、いずれも、台風の温低化過程で起り、温低化の進行とともに明瞭化する700mb前後に存在する安定(遷移層)で発生する。pressure dip はこの安定層を伝播する重力波と考えられており、風・温度・降雨などの解析でも、特徴的な変化をしていることが報告されている。

4.6 温帯低気圧化のまとめ

成熟した台風7916(OWEN)の偏西風帯領域での温帯低気圧への構造の変化をGMS・高層・レーダー等のデータをもとに解析した。500mb面高度・700mbでの乾燥域(湿度場)及び地上等圧線の変化で見た台風の温低化過程と偏西風じょう乱への吸収併合過程を図4.18に示す。

この台風の温低化過程をまとめると次のように



Records of pressure observed at meteorological observatories with the passage of Typhoon 7916.
 0. Sukumo, 1. Uwajima, 2. Ashizuri, 3. Matsuyama, 4. Hiroshima, 5. Kochi, 6. Murotomisaki, 7. Fukuyama, 8. Mt. Tsurugi, 9. Tadotsu, 10. Takamatsu, 11. Okayama, 12. Tokushima, 13. Matsue, 14. Tsuyama, 15. Tottori, 16. Toyooka, 17. Himeji, 18. Sumoto, 19. Wakayama, 20. Kobe, 21. Itami, 22. Osaka, 23. Yao, 24. Nara, 25. Kyoto, 26. Maizuru, 27. Ueno, 28. Owase, 29. Tsu, 30. Yokkaichi, 31. Hikone, 32. Mt. Ibuki, 33. Gifu, 34. Nagoya, 35. Irako, 36. Takayama, 37. Matsumoto.

図4.16：台風7916の通過による気圧の記録、小さな窪みが pressure dip を表わす。(中島他、1980)。

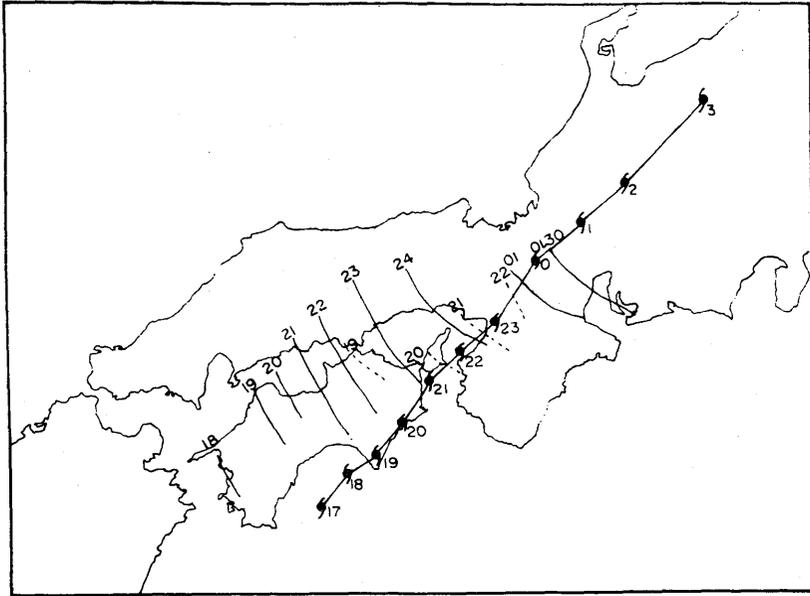


図4.17：Pressure dip の移動。

なる。台風が偏西風帯領域に侵入すると非対称化が進行する。台風の特徴である軸対称性・順圧性の変質は台風の周辺、特に西側から始まる。偏西風帯の緯度にもよるが16号の場合は29日00^zを中心とした最も成熟した時点ですでに始まった。中心から150km以遠の西側象限の700mbより上で乾燥域が侵入し、その下の安定層下で層積雲系の密な雲域で示唆される変質が始まり、始めはゆるやかに進み傾圧帯に入るほど急速に進行する。

偏西風帯における台風の温帯低気圧への構造の最終段階での遷移過程は以下に示すとおりである。

- i) T_{BB} の分布の変化から、台風の中心核のあった活発で深い組織的な対流雲域が消滅(30日18^z)、降雨域・エコー域の進行前方または極側への移行が進行、エコー構造からの温低化完了は1日00^zであった。
- ii) 中心の暖気核構造が温低化の進行とともに崩壊し、中心方向に向う温度勾配がなくなり、下層においては前線が明瞭化し、最終的には循環中心付近まで到達する(06^z)
- iii) 高度場においても非対称化が急激に進行する。
- iv) 大気中層の700—500mbの台風循環の消滅、同時に乾燥域が下層循環中心まで侵入(06^z)する。

i) ~ iv) の過程をへて台風は温低化が完了した。温低化は降雨分布を反映するエコー分布や対流雲群の消長を示唆する T_{BB} の分布などの変化が先行し、台風の中心構造が崩壊(30日18^z)し、エコー分布における温低化完了(1日00^z)、最終的には700—500mbの大気中層で台風循環という運動場の消滅という経過をへて、台風の特徴すべてが消滅した1日06^zの時点で温低化が完了した。この期間を通して、大気中層では台風循環が消滅するという非連続変化に対し、大気下層の地上~850mbでは連続的な変化を経て台風循環そのものが温帯低気圧循環に変化する。この台風の場合は典型的な秋台風の進路をたどり、勢力も中心気圧950mb(転向点で)であった台風が上陸して984mbまで衰えたが、偏西風じょう乱との併合吸収過程をへて閉塞期の温帯低気圧へ変化し再発達したケースである。

データの疎な海上で温低化することが多かったので温低化の完了の条件は従来から十分明確な定義はなかった。上述の結論から、時間・空間分解能のよいGMS画像と高層データをもとにした温低化完了の条件は、大気中層の700~500mbの循環の後面から侵入してきた乾燥域が下層循環中心域まで到達した時点を取り定義できよう。GMS

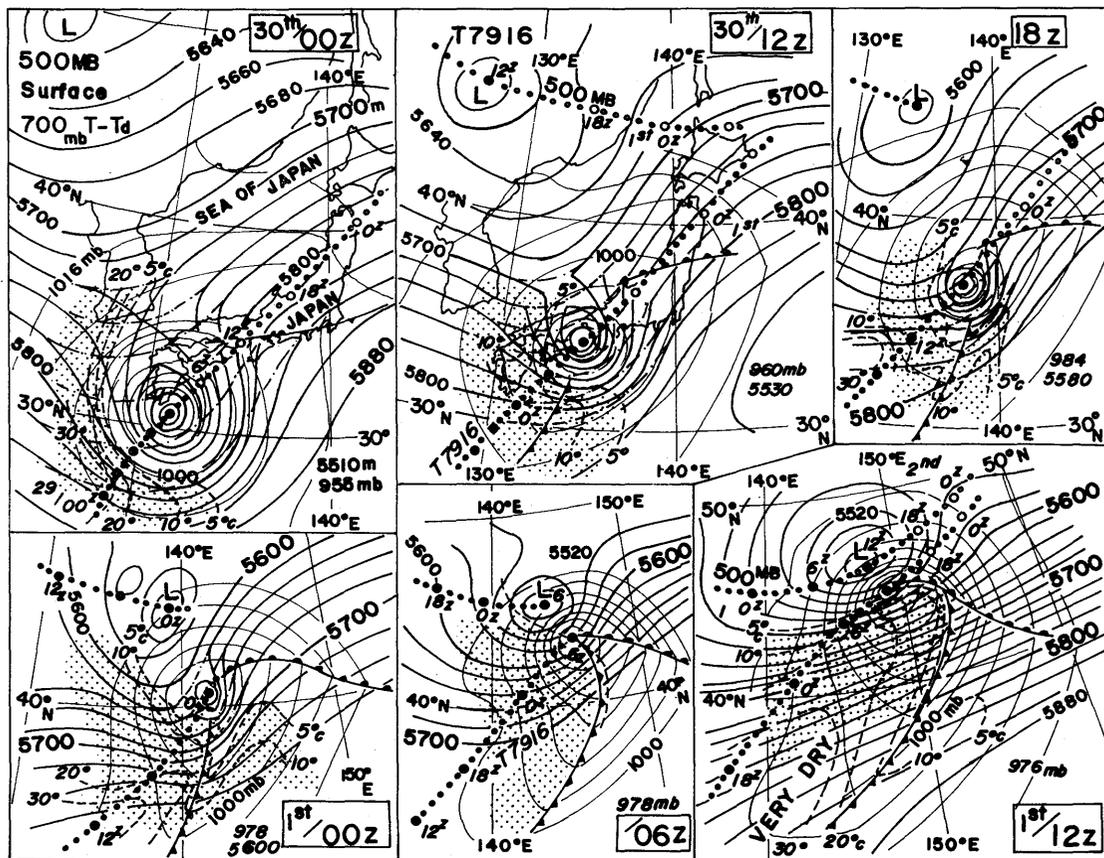


図4.18：台風7916の温低化過程；500mbの高度場（太線）、700mb T-Td（破線）、地上等圧線（細線）、ドットラインは台風→温帯低気圧の下層循環と500mb 偏西風じょう乱の移動経路。1979年9月30日00^z～10月1日12^z。

画像上で見れば、循環中心の後面における下降流に対応する晴天域又は下層雲域と Ci shield の境界が、また T_{BB} 分布では 0°C 又は 10°C の等値線が循環中心に到達した時点（両者は同時現象であろう）が温低化完了の定義とすればよいであろう。

第5章 アメダスで観測された台風7916の降雨量分布

—アメダス・レーダーエコー解析—

台風は9月26日から30日にかけて、南西諸島沿いに沖縄・奄美大島・種子島通り北上したあと、日本を縦断した。この台風の経路に沿って沖縄・名瀬・種子島・室戸岬レーダーがあり、成熟期から偏西風帯侵入直後の台風を捕え、上陸後は富士山レーダー、次いで函館・札幌・釧路レーダーで偏西風帯における温帯低気圧へ遷移する過程を観測

することができた。

また、沖縄から北海道までのアメダス観測点(約1300地点)のデータから台風に伴う時間雨量分布を得ることができ、特徴的な分布を明らかにすることができた。この章では、1)成熟期の台風の降雨量分布、2)台風に伴う降雨を分類し、段階分けを行う、3)偏西風帯侵入直後の降雨量分布、

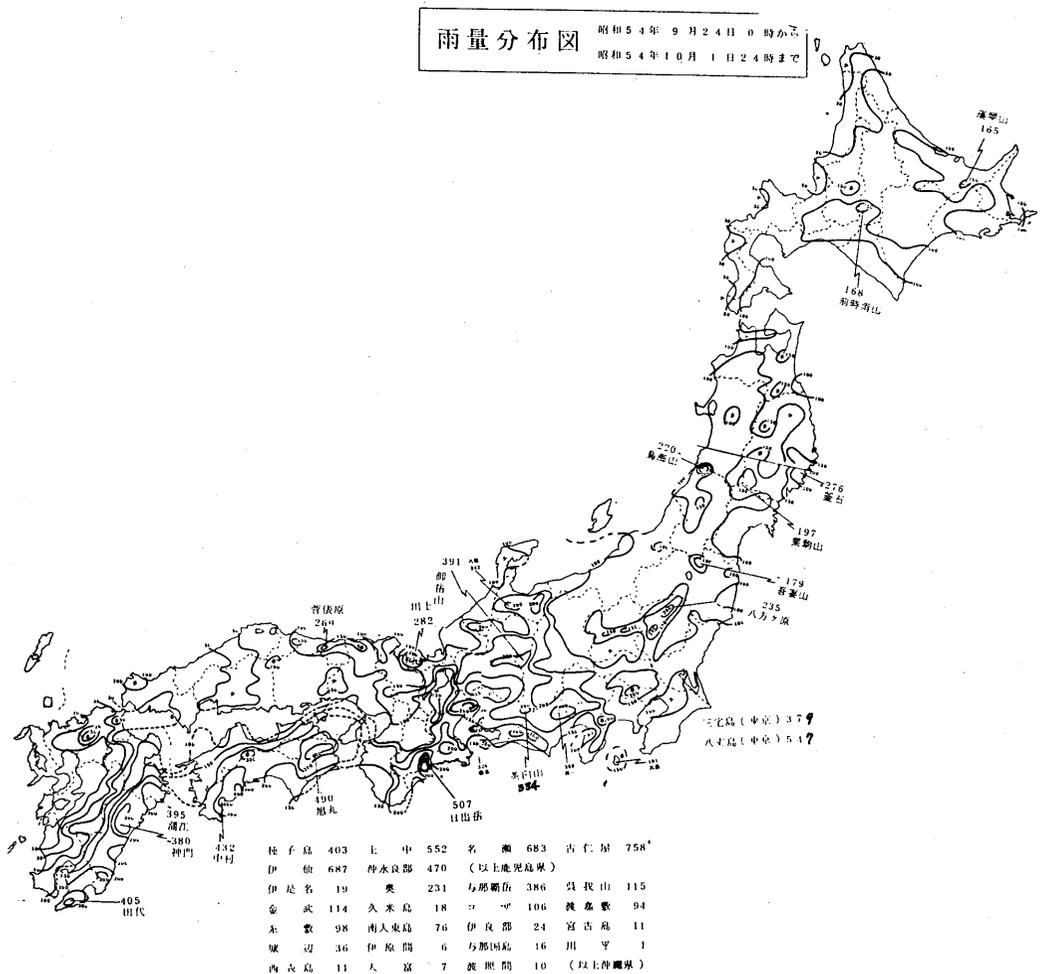


図5.1：台風7916と前線による大雨の降雨量分布9月24日～10月1日の8日間。

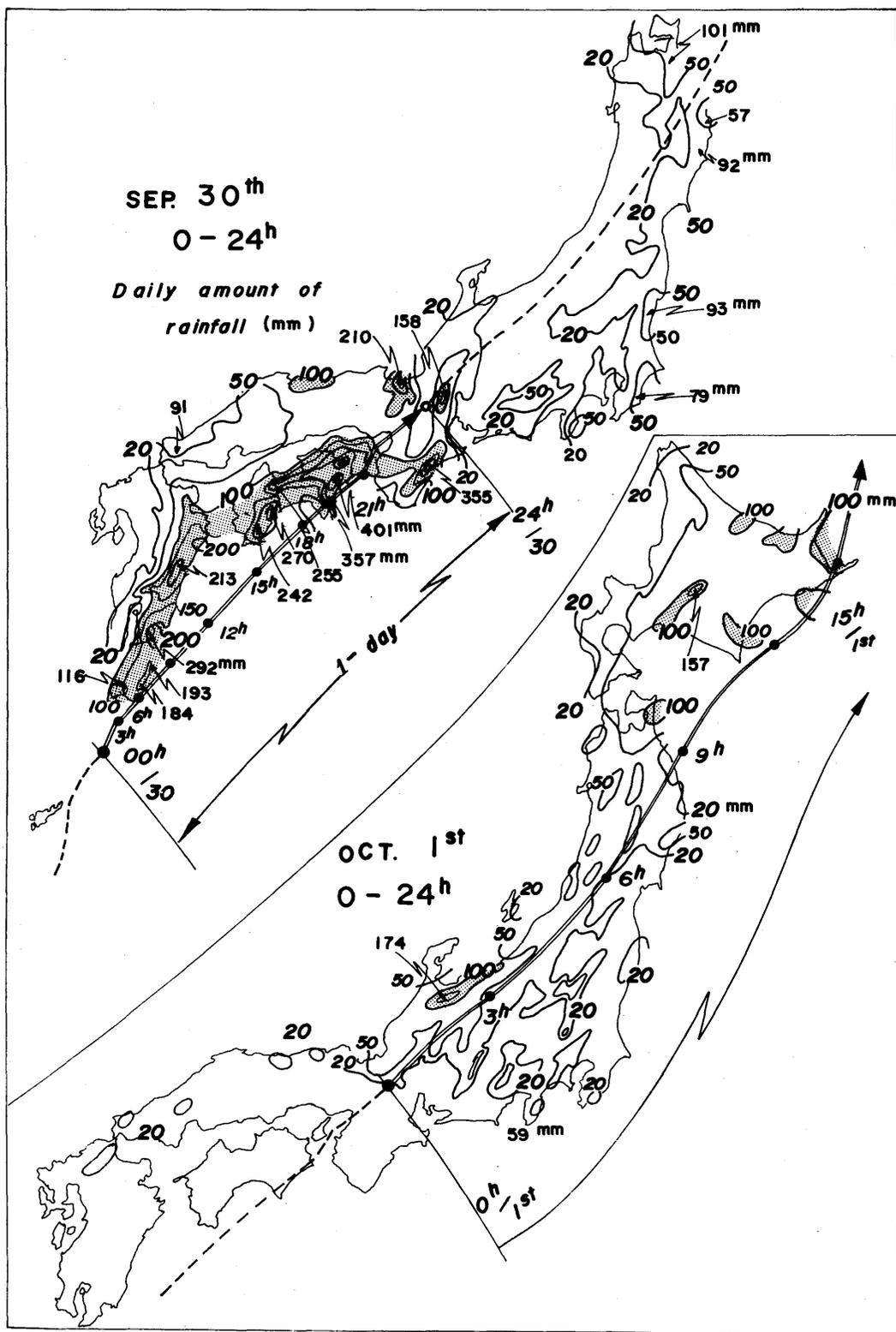


図5.4：9月30日（上段）および10月1日（下段）の日降雨量分布と台風の経路。

4) 日本列島の地形による降雨の増幅効果について、5) 台風による降雨の量的予測可能性、に分けて解析を進める。

5.1 台風の前線による大雨の特徴 (9月26日～10月1日)

台風7916が20°Nを越す25日頃から、日本列島には秋雨前線に伴う前線性雲バンドが停滞し、地点によっては100～200mm/dayの大雨が降った。9月24日から10月1日までの8日間の降雨量を図5.1に示す。図5.2に26日・27日の日降雨量分布を示したが、日本列島上では26日、27日ともに幅30～50kmのライン状の局地的な降雨とよっており、28日(図5.2)についても50mm/dayを越す降雨域は前日同様、ライン状の狭い範囲であった。これらの降雨は最大100mm前後で局地的である。従って図5.1で観測された南西諸島で400～700mm、九州・四国・紀伊半島における300～500mmの降雨量の大部分が台風の接近・通過による降雨である。この期間の降雨量分の特徴としては次のとおりである。

i) 台風が南西諸島沿いに通過(26～29日)したことにより、沖縄から種子島にかけ400～700mmの降雨となった。27日から29日の3日間の南西諸島における降雨量をあとで図5.6に示すが、奄美大島で612～673mm、徳之島で449mm、沖縄北部で319mmの大雨となった。台風の北上速度が遅く降雨時間が長く継続した結果である。

ii) 台風が九州南東海上を北東に進み、四国に上陸した期間において、九州—四国の南東～東側斜面では地形性降雨により日雨量300mmを越す大雨が降り、台風の眼の壁雲付近では最高110mm/hrの激しい雨となった。

iii) この間、27日に八丈島で241mm/day、28日には三宅島で173mm/dayの大雨となったが、いずれも前線性雲バンドの南縁のCbラインによるものであった。

5.2 日降雨量分布の特徴

(1) 9月26日の日降雨分布の特徴

図5.2上段に26日の日降雨量を示し、衛星画像

を写真15および写真16に示した。特徴点としては次の諸点である。

i) 本州から九州南部にかけ非常に狭い降雨バンドがあり、GMS画像上では前線性雲バンド内の降雨である。

ii) 屋久島・種子島の降雨は、26日のGMS画像上で追ってみると、写真15の①で示されている台風の外側、約800kmを回るCbクラスターが南下した秋雨前線と交わる領域での対流性エコーによる雨である。5.3章で詳しく検討する。

iii) 写真15・16(26日)の画像の中で、図中Aで示した奄美大島の南東にある②で示した雲域は可視・赤外両面像からCbクラスターである。台風を中心から400～500km離れて回っているもので、奄美大島では70～80mmの降雨となった。iv) 沖縄では21時以後、台風中心から約300km圏内に入り、写真15・16で見られるスパイラルバンドによる降雨域に入り、18—24時の間に40mm前後の雨となった。

(2) 27日の降雨量分布の特徴

図5.2下段に27日の日降雨量分布を示し、この時の6時間ごとの衛星写真を写真16に示す。特徴点は;

i) 秋雨前線による降雨域は前日同様、狭いバンド状となり、前線性雲バンド内の線状構造の降雨域を示している。この雲バンドの南縁にはCbラインがあり、八丈島(33°N、140°E)では日雨量241mmの大雨となっている。

ii) 沖縄から奄美諸島、全域にかけ、台風中心から300～350km圏内のスパイラルバンドの降雨域に入り、沖縄北部では最大224mm/dayの大雨となった;であった。

(3) 28日の降雨量分布の特徴

図5.3上段に28日の日降雨量分布を示し、写真17に28日の画像を示す。特徴点は以下の通りである。

i) 東日本の20mm以上の面状の降雨域は、28日に40°N帯を東進した500mbトラフの南東象限(図A・3—4)の前線性雲バンド域の降雨である。トラフの通過とともに北上した前線に伴う雲バンドの南縁に発生したCbラインにより三宅島では6—15時を中心に173mmの大雨となった

ii) 下層の湿潤な南南東—南東気流により、太平

洋沿岸地方に20~143mm/dayの降雨となった。

iii) 台風の北400~420kmに位置する屋久島・種子島では日降雨量159—191mmの大雨となったが、3—6時を中心に通過したスパイラルバンドによる降雨であった。

iv) 台風の100~300km圏内に入った南西諸島ではスパイラルバンド及び眼の壁雲の激しい降雨域に入り、台風の移動速度が120km/dayと遅いこともあって、徳之島の387mmを最高に300mm前後の大雨となった。詳細は5.3で述べる。一方、沖縄南部は台風の西~南西側に入ったため、中心より約150kmと近いにもかかわらず10mm以下で、著しく少ない特徴を示した。

(4) 29日の降雨量分布の特徴

図5.3に29日の日降雨量を示し、写真18に衛星画像を示した。特徴点の次のとおりである。

i) 台風の北上とともに、関東から九州までの太平洋沿岸の東~南東側斜面を中心に20—119mmの降雨となった。特に、紀伊半島付近の降雨域はあとで述べるが、台風の周辺をまわるCbクラスターと秋雨前線とが交わるところでの降雨であった。

ii) 台風の移動が190km/dayと遅く、中心から150km圏内に入った奄美大島では200mmを越す大雨となった。台風の西~南西側に入った徳之島・沖縄は降雨量が著しく少ない。

(5) 30日の降雨量分布の特徴

図5.4の上段に30日の日降水量の分布を示し、写真19から21に衛星画像を示す。この期間は、イ) 偏西風帯に侵入しているが、まだ十分台風の構造を維持していた海上での期間、ロ) 上陸前後における近接地形の効果による地形性降雨強化の期間、ハ) 衰弱期・温帯低気圧の進行; の3段階の異なった降雨分布を示し、図5.4はその和である。30日の特徴は次のとおりである。

i) 種子島を台風眼が通過し、上述イ)の期間における台風の中心を通る降雨分布が得られた。この点は5.3で述べる。

ii) 台風の進行に伴い、1000mm以上の降雨域が台風の経路から幅150km以内にほぼ限られ、九州東部・四国・紀伊半島の東~南東斜面においては200~400mm/dayの雨量となった九州の場合は脊梁山脈を境に西側ではほとんど降雨はなく著し

い対照を示した、また地形性降雨による増雨効果が観測された、5.4で詳しく解析する。

iii) 台風の上陸・北東進に伴い、台風の中心付近の降雨は衰え、エコー分布・降雨量分布ともに進行方向および北象限に移動するという、温帯低気圧への遷移する過程の構造を示した、この点はすでに第4章で述べた。

iv) 伊豆半島から房総半島にかけ50mm前後の降雨があった。衛星・レーダーの観測で見ると、台風の東側約700km付近にある南北走向のCbバンドとその先端に位置する弱い熱帯低気圧に伴うCbクラスターの通過によるものである。この時は一部がかかっただけであるが、もし台風が北へ進めばこのバンドは停滞し、時としては数百mm/dayの大雨がもたらされる注目すべきの降雨域であった。

(6) 10月1日の降雨量分布の特徴

図5.4の下段に10月1日の日降雨量分布を示し、写真22~24に衛星画像を示した。この日の雨量分布は、イ) 偏西風帯に侵入、急速に温低化が進行、完了、そして偏西風じょう乱との相互作用で再発達する期間を含んだ期間である。特徴点は次のとおりである。

i) 本州へ上陸後は、降雨域が進行前方および北側へ移り、降雨域・量とも急激に減少した。

ii) 一担弱まったエコーおよび降雨は、温低化完了直前からの再発達につれて、北~北西側で強くなり、それに対応する降雨量分布となった。このi)、ii)については第4章ですでに解析されている。

5.3 成熟期の台風の降雨量の特徴的な分布

(1) 降雨 stage 1 ~ 4 の分類

5.3の日降雨量の特徴的な分布で述べたように台風域内の主要な降雨は以下に示す4 stageに分けられる。

i) 台風のはるか縁辺における、CbクラスターあるいはCu-Cbバンドと前線性雲バンドとの相互作用による降雨。この台風では800~1000kmの範囲。

ii) 台風の循環内をまわるCbクラスターによる降雨、中心から400~600km。

iii) スパイラルレインバンド(以後、スパイラル

バンドと略す)による降雨。中心から150—300kmの環状領域。

iv) 眼の壁雲 (eye wall) 及び、それを取り巻く密なスパイラルバンドによる降雨。中心より約150kmの圏内であり、衛星画像上ではCDOとして観測される。中心核における降雨とも呼ぶ。

図5.5は26日15時(06^z)の沖縄レーダーのエコーである。この時の観測で始めて、台風的全容がレーダーで捕えられた。観測点の南南東320km付近には台風眼であり、それを取り巻く直径20~25kmの眼の壁雲があり、途中エコーなし領域が存在、二重眼構造の外側の壁雲は中心から100ないし150kmに拡がり、エコー頂は9~10kmと高く、活発なエコー域がある。この領域は台風の中心核における降雨、stage 4に対応する。この中心核を取り囲むスパイラルバンドのエコー領域が150kmより外側に300~400kmまで広がり、stage 3のスパイラルバンドによる降雨に対応する。このstage 3、4が台風による主要な降雨となる。

また図中 A で示した奄美大島南東海上のエコー域はスパイラルバンドとは異なった構造をもつCbクラスターである。台風の循環内を回るCu-Cbクラスターの降雨即ちstage 2の降雨に対応している。stage 1の降雨については図5.5で

は見られなかったが、5.2の26日の中で述べた。stage 1~4について詳しく分類して述べる。

(2) 成熟期の台風の降雨量の南北分布

図5.6は27日から29日の3日間の総降雨量の分布と台風の経路である。図5.1の8日間の雨量と比較すると、ほぼ8~9割の雨が、この期間に降ったことになる。図5.5に示した26日15時のエコー分布で述べたように、台風による降雨の主要な部分はstage 3及びstage 4によるものである。

stage 3およびstage 4の降雨を見るため、図5.7に奄美大島から沖縄までの27日07時—29日17時の期間の時間降雨量分布を示した。のちに図5.9以下に3時間ごとのレーダーエコーを示すが、これら一連の図と比較しながら、降雨域の移動を追跡し、図の中に示す。また、降雨域と台風中心との相対距離を50km毎に描き合成した。

この図5.7と図5.9—11のエコー図を比較すると、stage 3、すなわちスパイラルバンドによる降雨は、台風中心から200~250km付近にあるスパイラルバンド SPR 2と160~180km付近の SPR 3による降雨が主要なものであった。また、中心か

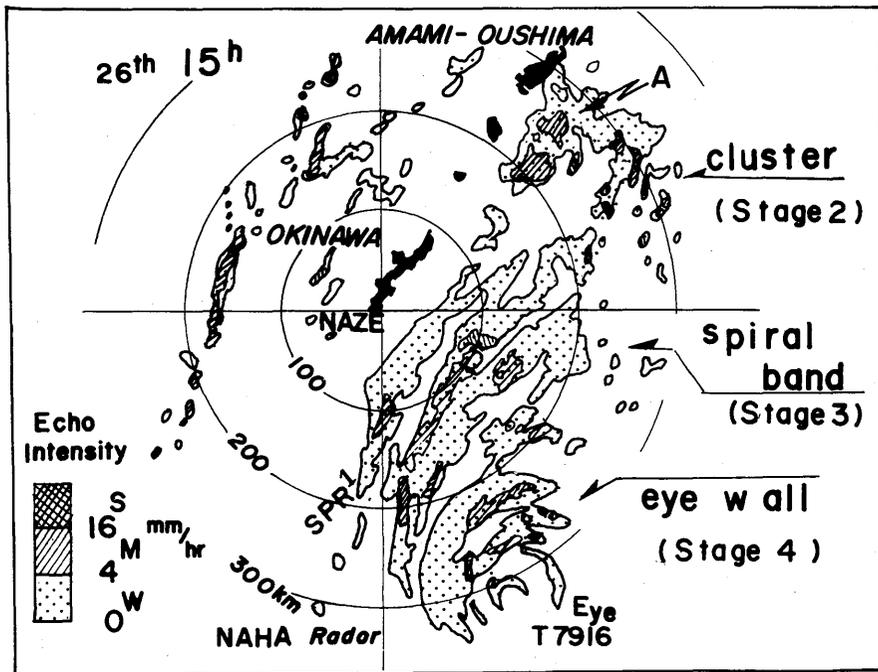


図5.5 : 26日15時 (06^z) の沖縄レーダーエコー

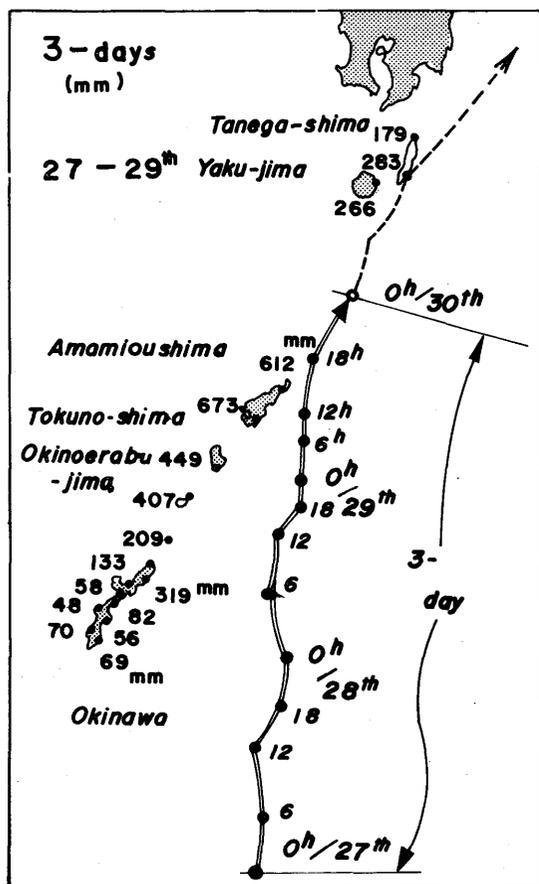


図5.6：南西諸島（沖縄—種子島）における3日間降雨量、（27日0時—29日24時）と台風の経路。

ら130—150km圏内では20mm/hr以上の降雨が断続的に続き、台風の眼の壁雲とそれを取り巻く密なスパイラルバンドによる降雨—中心核における降雨—となった。

この時間雨量分布図（図5.7）で明らかとなった特徴点は以下の通りである。

i) 主要なスパイラルバンドによる、ライン状降雨域がSPR 2、SPR 3の2本ある。SPR 2は13—25mm/hr、SPR 3は16—36mm/hrの強雨であり、13時間以上継続的に降雨域が追跡できる。また、降雨域の幅は両者とも約20kmであった。

ii) SPR 2に伴う降雨域は台風中心に対し、3.8km/hr (1.7m/sec) という法線方向の移動成分のみで非常に遅く、SPR 3でも同様に3.0km/hrであった。

iii) 中心核における降雨は徳之島では台風中心か

ら150kmから70kmの環状の領域で降り、眼の壁雲の最も強いところで33mm/hrとなり、3時間降雨量では最大89mm（11—14時）となった。一方、奄美大島では、中心より130—70kmの範囲で降り、眼の壁雲内に入った29日2時から、連続4時間、30mm/hrの強雨となり、3時間雨量で105mm（3—6時）となった、最大時間降雨量は奄美大島南部で39mm（4—5時）であり、中心の北側のほうが北西側（鹿児島）より強い。

iv) 一方、中心核における降雨の中で、眼の壁雲のすぐ外側の降雨域の中に数本の極大値が観測され、スパイラル構造をもった降雨域の通過を示唆している。

この図5.7をもとに、台風と観測点の相対位置で示したのが図5.8の『台風に伴う降雨量の南北分布』である。成熟期の最も安定した台風が、周辺に大きな陸地の影響のない島沿いに、120—190km/dayという遅い速度で通過するという、時空間変換をして降雨分布を求める上で、非常に良い条件下にあった。これにより、奄美大島・徳之島・沖縄の時間雨量をもとに、1) 台風のほぼ中心を通る（奄美大島）、2) 中心の西80km付近（徳之島）、3) 西、170km付近（沖縄）；を通るそれぞれの南北断面を得た。図5.8で示されたような成熟期の台風の時間雨量分布ははじめてであろう。

図5.8において、奄美大島のデータは島の北部（名瀬）と南部（伊仙）の2点の平均をとった、台風の中心を通る奄美大島と中心の西80kmの徳之島のデータの特徴点はほぼ共通しており、特徴点は以下の通りである。但し、図5.7の特徴で述べた点は重複を避けるため除くことにする。

i) スパイラルバンドによる降雨は、台風の移動速度が遅かったために数時間も続き、その間に、狭い強雨域がある。最大で20—25mm/hrという強雨が約2時間（幅10—15km）続いていた。

ii) 二重眼構造において、外側の環状の降雨域が最も降雨強度が大きく、半径70kmより内側では5mm/hrと少ない。

iii) 奄美大島ではSPR 2による降雨量が多く、徳之島ではSPR 3のほうが多い、スパイラルバンドの降雨の中での微細構造と考えられる。

iv) 台風の南西像限における降雨は弱く、中心より70kmより外側では数mm/hrか、無降水であり、北—北西側に比べ著しく少ない。偏西風帯侵入前

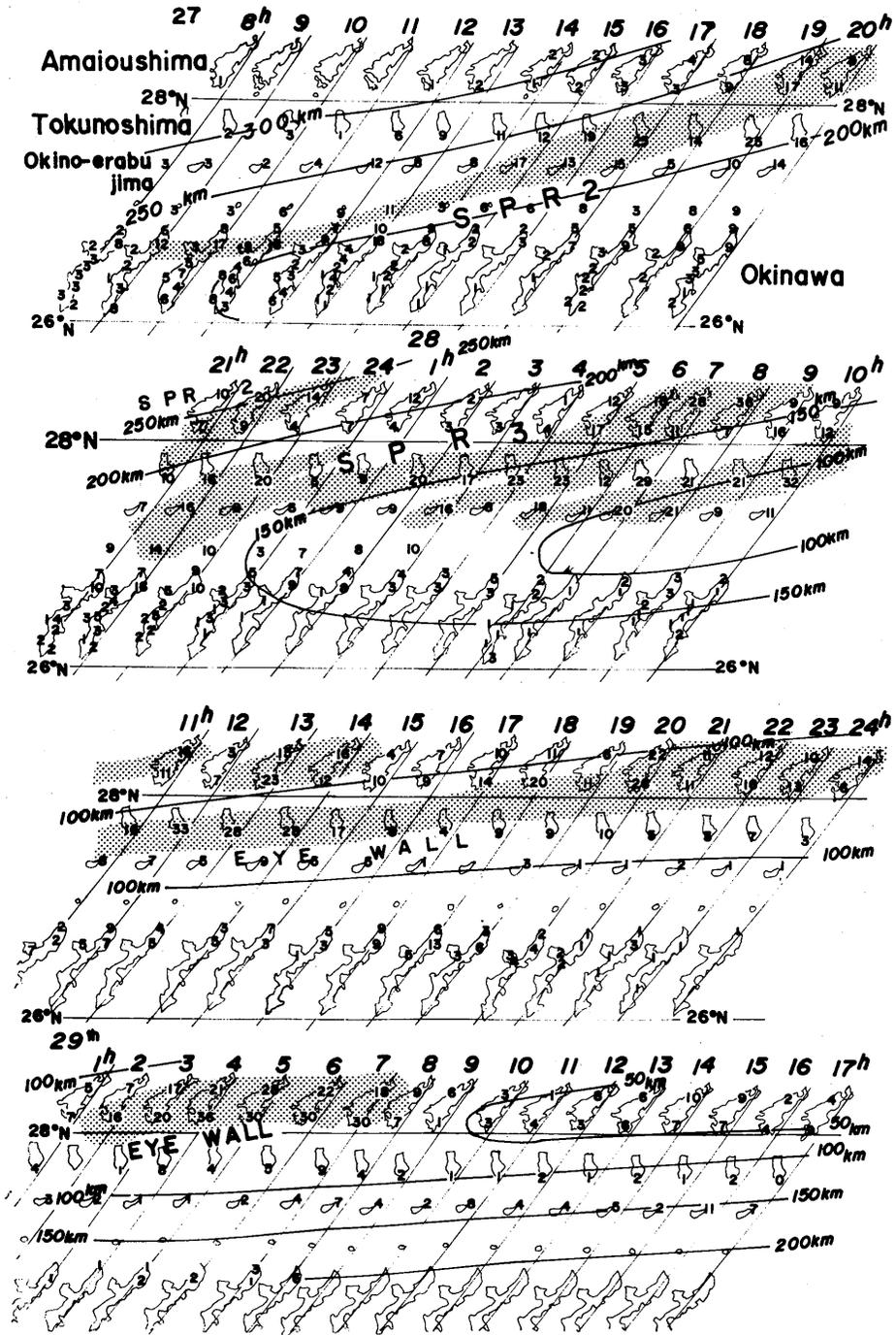


図5.7：沖縄一奄美大島の時間降雨量分布。(降雨帯の移動)。

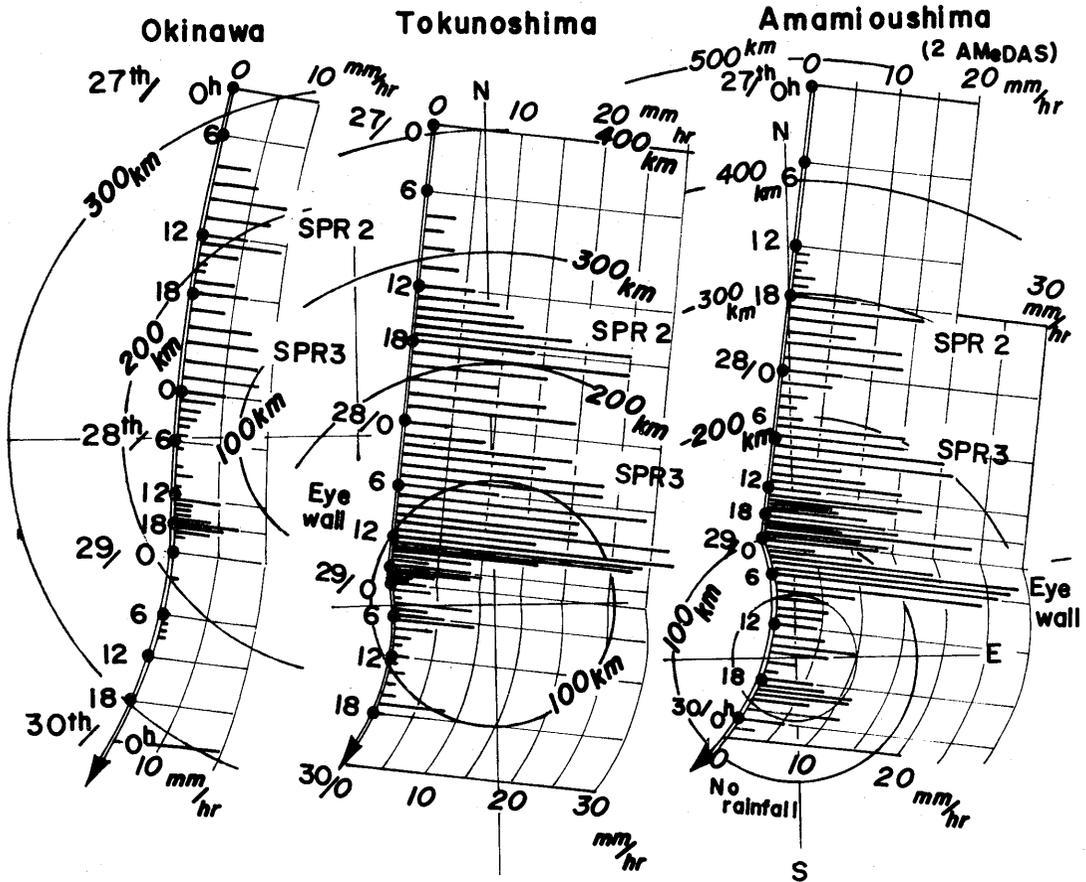


図5.8：成熟期の台風降雨量の南北分布。奄美大島、徳之島、沖縄のアメダスの時間雨量を時空間変換したものである。

ですら、このような対照的な分布を示している点興味深い。中緯度における台風個有の特性のひとつと考えられる。

V) 台風の西180kmの沖縄では SPR 2、3とも10mm/hr以下の降雨となり、全般的に弱い。

以上の、諸特徴点を得られた。

(3) stage 3—スパイラルバンドによる降雨—
stage 1 から 4 までの降雨を詳細に見るため、図5.9より (27日) 図5.14 (29日) に、前3時間降雨量とエコーをまとめて示す。図5.9は27日0—9時のエコーおよびアメダスの前3時間雨量である。図の中で沖縄および奄美大島は黒塗りで示し、雨量は九州南部から沖縄までの範囲を示し、台風との相対距離を示した。図の㉑ (00時) のエ

コーから㉒ (03時) のエコー分布となる間に㉑の0—3時の雨が降ったことになる。各レーダーとも毎時観測が得られており、アメダスの時間雨量を比較することによって、詳細な解析ができた。

stage 3の降雨は中心から150—300—400kmの範囲の降雨であり、衛星写真やレーダーエコー分布において、明瞭に識別できるスパイラルバンドによるものである。沖縄では26日21時から SPR 1 (図5.5) の降雨からこの stage の雨が始まった。

i) 沖縄における降雨

沖縄は図5.9—図5.11で示されているように、SPR 1を中心とする降雨域によって10—15mm/hrとなり、次いで、SPR 2により、北部山地を中心に25—44mm/3hrとなった。さらに、台風の北170km付近に顕在化した SPR 3 (図5.10、㉓)

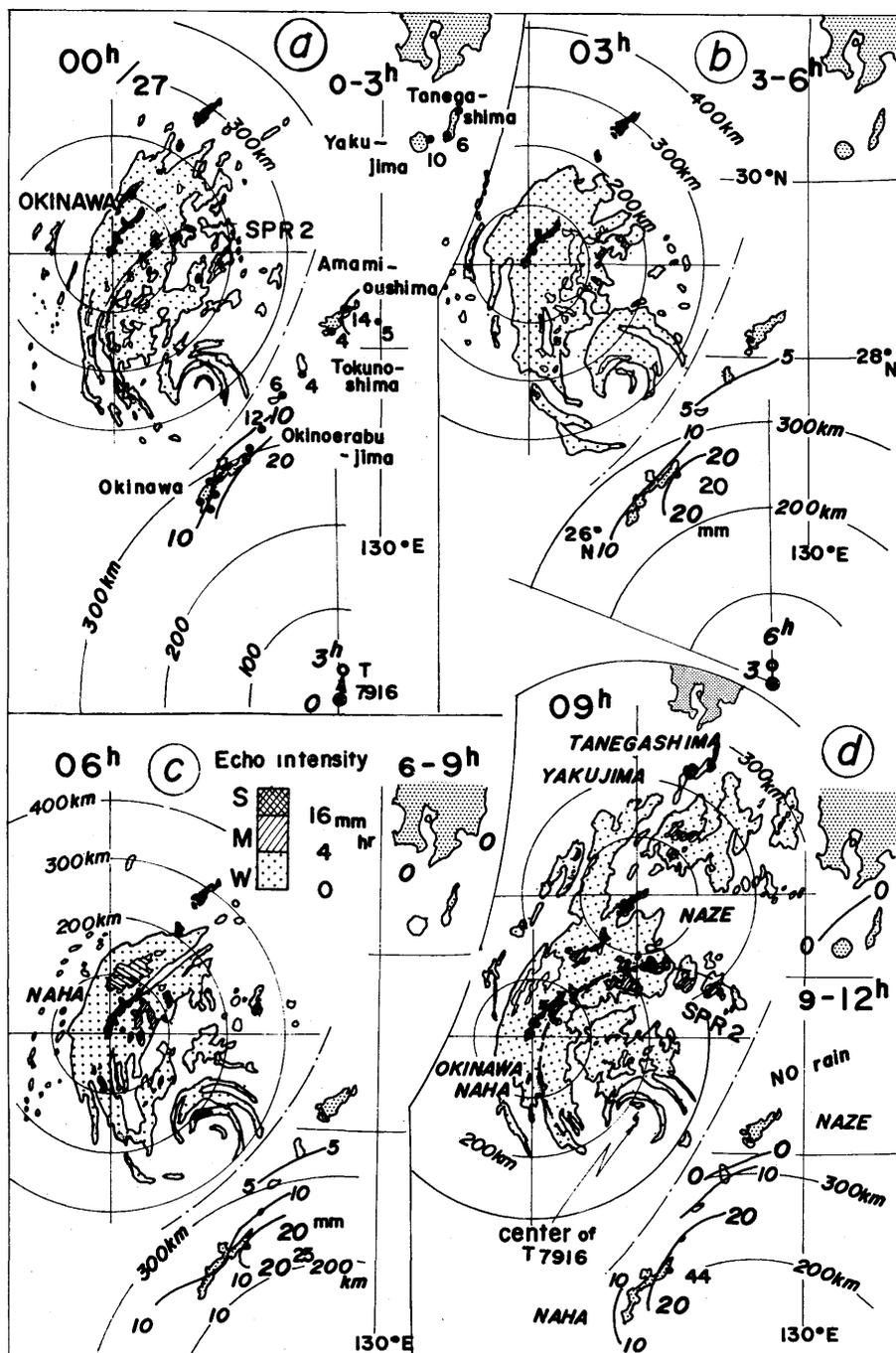


図5.9：前3時間アメダス降雨量分布とレーダーエコー分布（沖縄・名瀬レーダー）、27日3^h—12^h。レーダー図に、黒塗りの地形（沖縄・奄美大島）、雨量分布図には台風からの距離を入れてある。

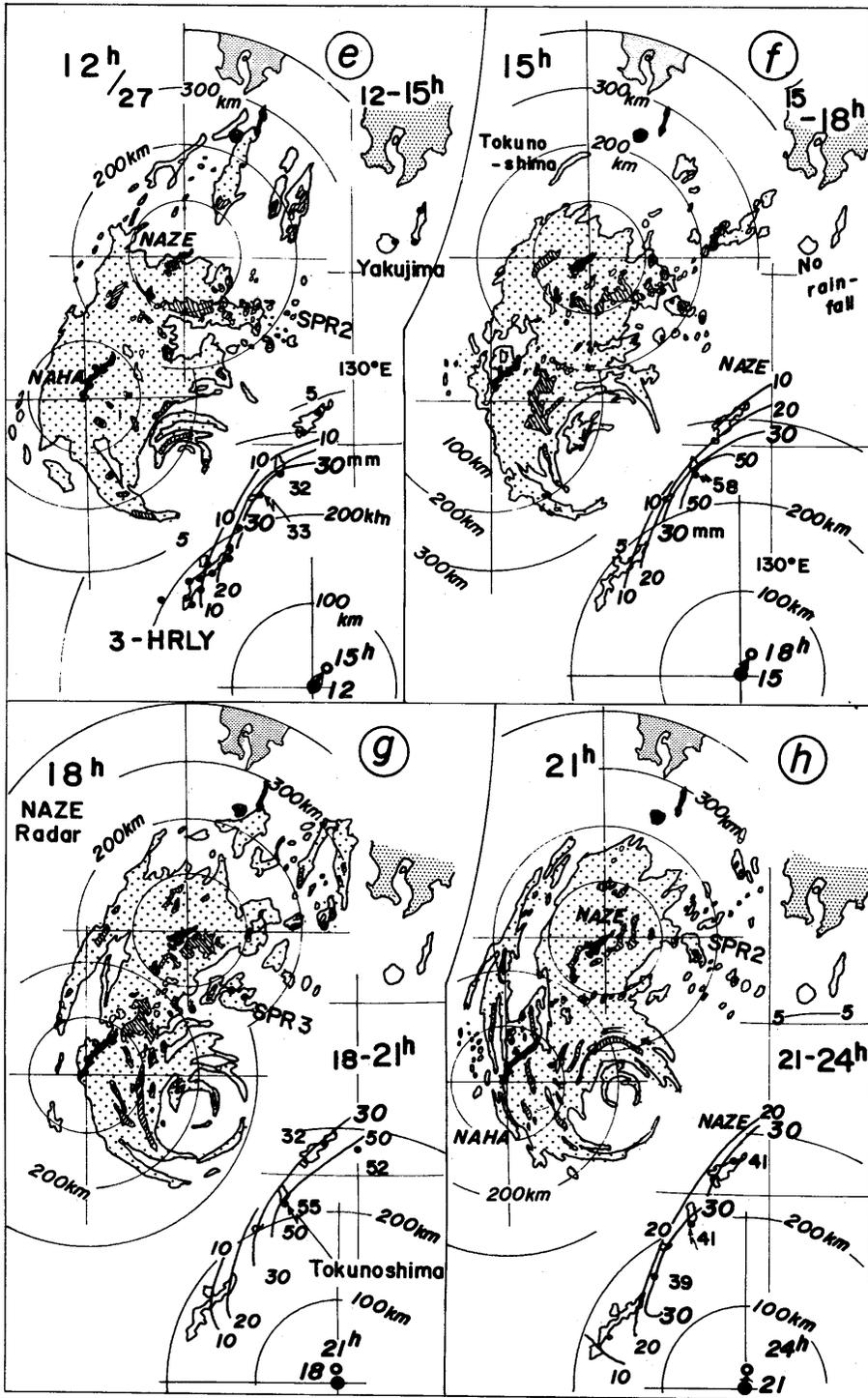


図5.10：27日15時～24時の前3時間雨量とエコー；説明は図5.9と同じ。

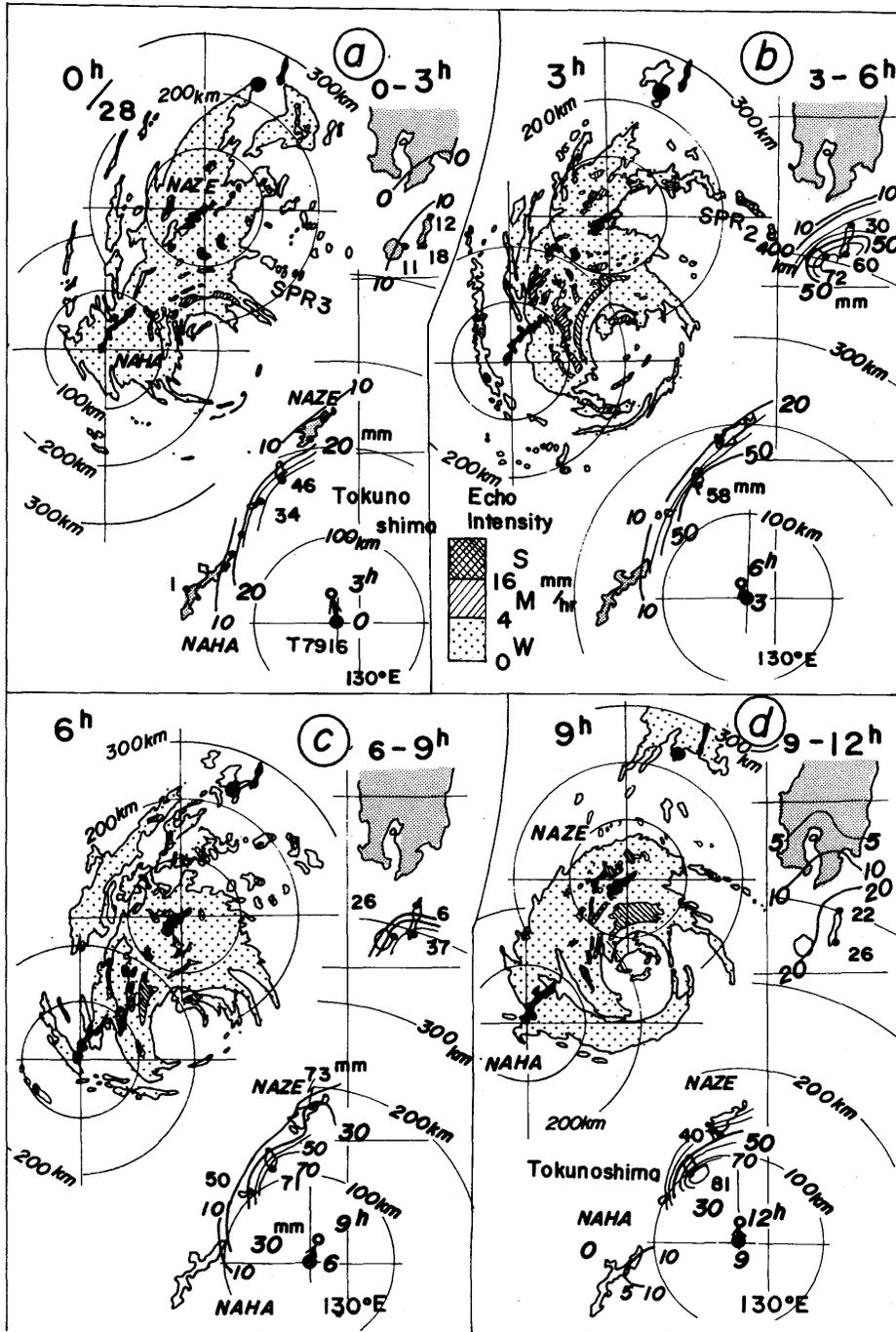


図5.11：28日3時～12時の前3時間雨量とエコー分布；レーダーは沖縄・名瀬合成図。

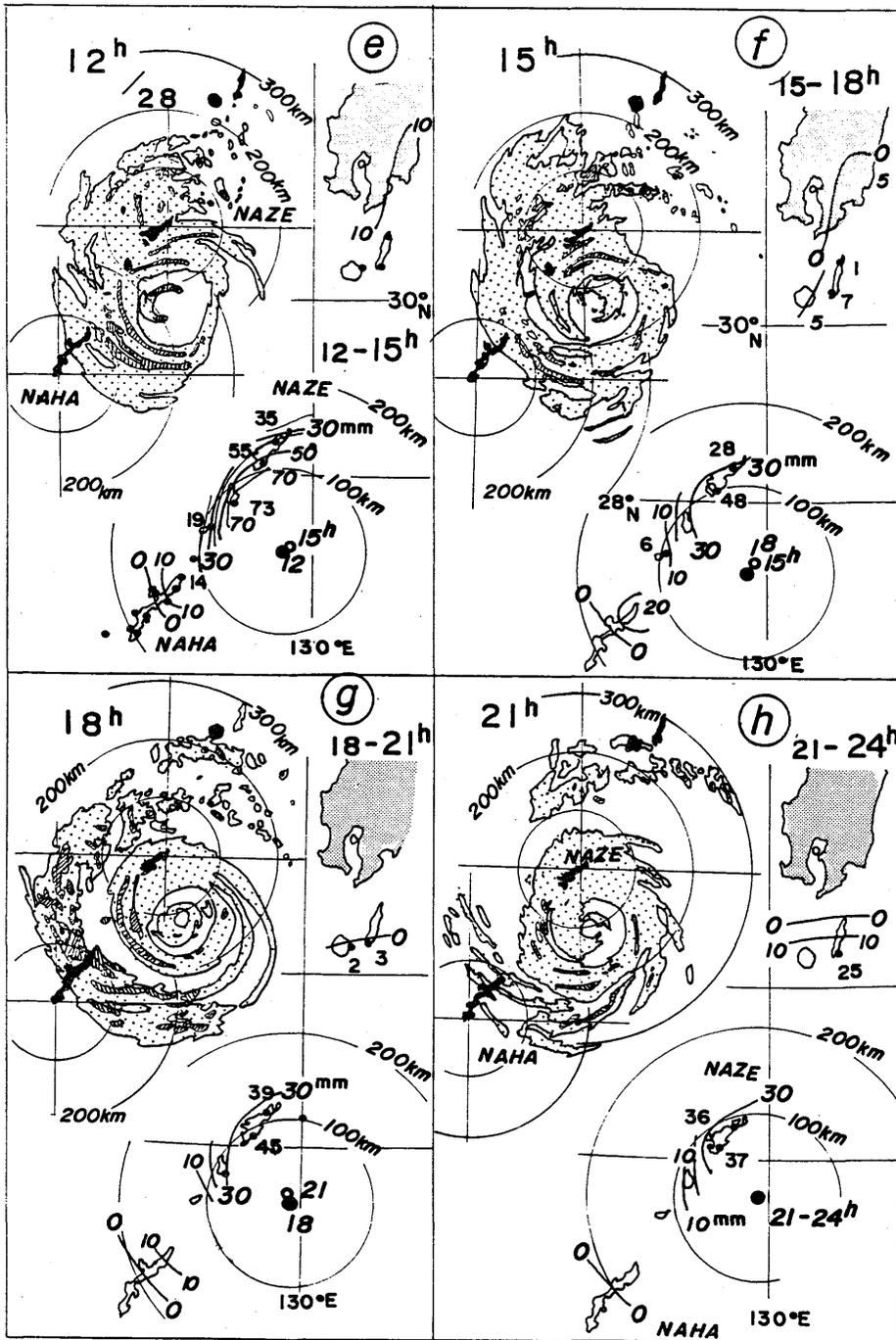


図5.12：28日15時～24時の前3時間雨量とエコー分布。

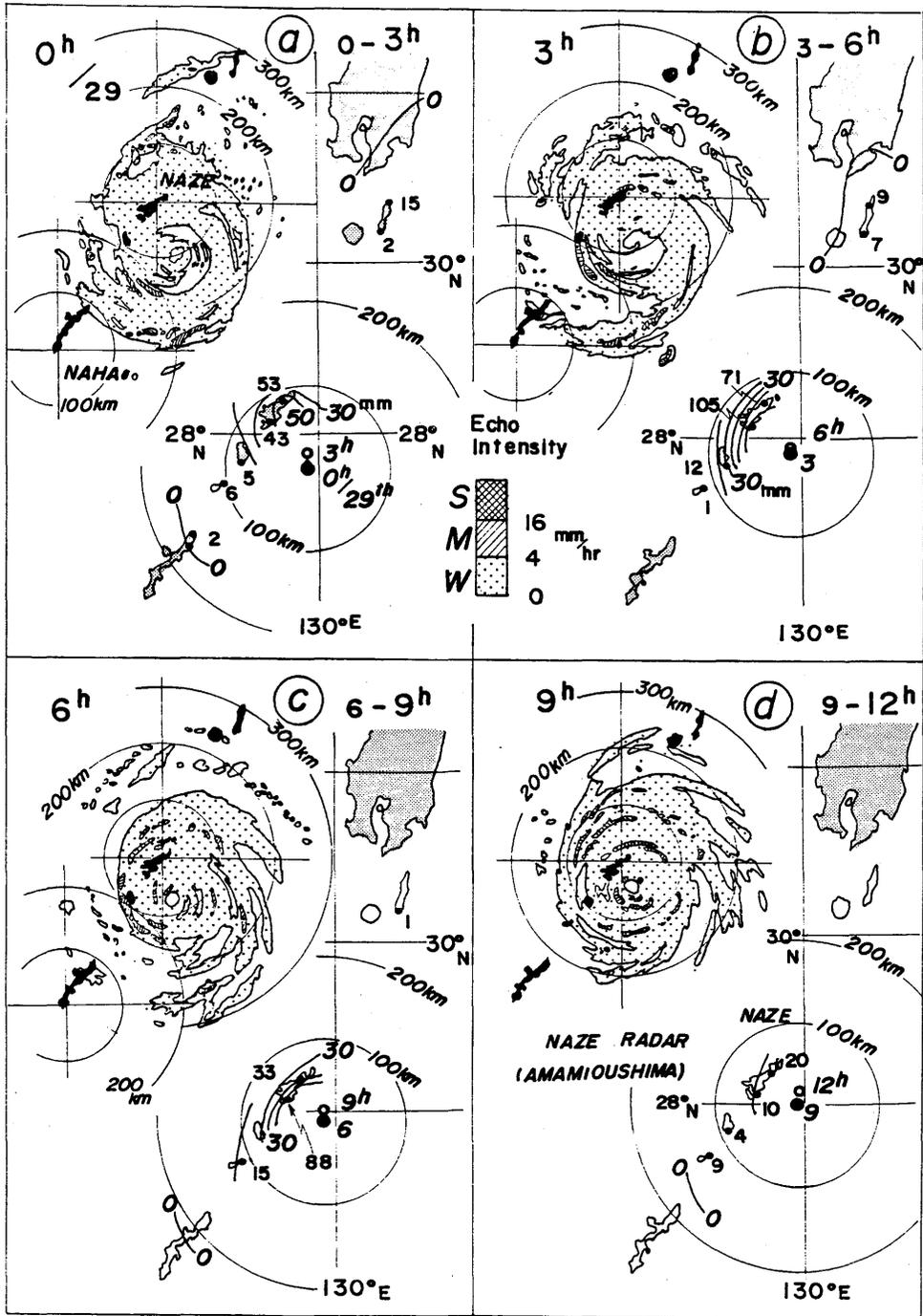


図5.13：29日3～12時の前3時間雨量とレーダーエコー；説明は図5.7と同じ。

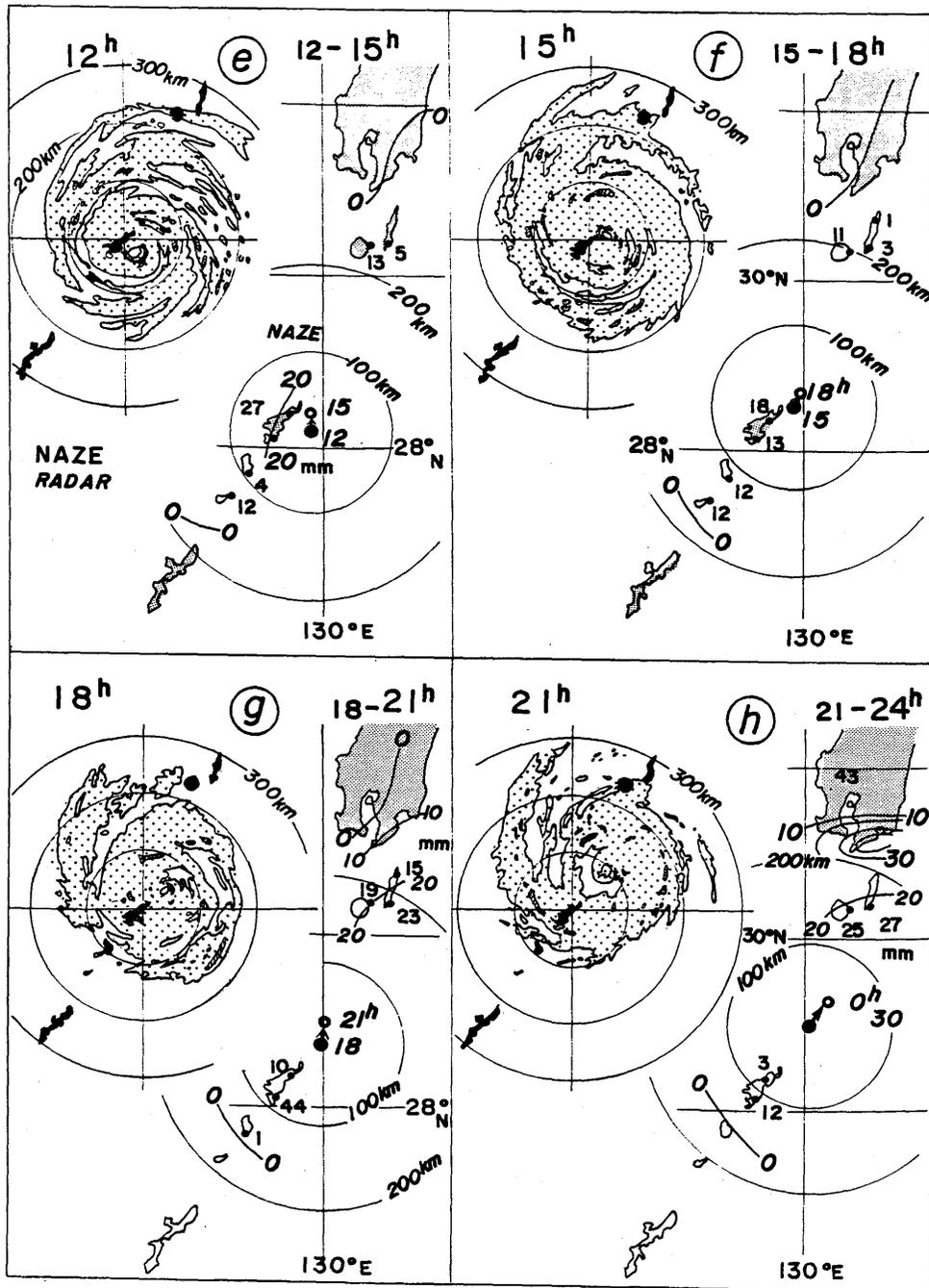


図5.14：29日15～24時の前3時間雨量とレーダーエコー（名瀬）。

によって20—30mm/3hrが続き、北部山地ではこの降雨で224mm/dayとなった、南部では40—60mm/dayと少なく対照的であった。

ii) 徳之島における降雨

図5.10で示されたように、SPR 2により、27日18時を中心に、前3時間で58mmの大雨となった。次いで28日0—6時の図5.11④—⑥で見られるようにSPR 3により、46mm/3hr(0—3hr)、58mm/3hr(3—6hr)の降水量となった。

iii) 奄美大島においては、stage 3の降雨は台風中心から280km付近に達した27日13時から始まり、27日18—24時の図5.10、④—⑥で見られるようにSPR 2で32—41mm/3hrの降雨となり、28日6—9時を中心に図5.11のSPR 3で最大73mm/3hr(28日、6—9時)となっている。

iv) 屋久島・種子島では図5.11、④—⑥で見られるように28日雨量159—191mmの大雨となったが、これは台風の北、約400—420km付近でのスパイラルバンドによる降雨であった。降雨は28日06時前後に集中し、種子島南部で77mm/6hr、屋久島で76mm/4hrとなった。平均雨量は12—19mm/hrであり、最大降雨量は種子島で30mm/hr、屋久島で41mm/hrの大雨になった。GMS画像(写真16—17)を見ると、500mbのトラフ通過後に前線が北上し、スパイラルバンドが急速に発達し北上していくのが見られる。このバンドの通過によるもので、これら両島以外ではこれによる降雨は認められず、SPR 2、SPR 3と比べ異なった特徴を示している。

v) スパイラルバンドによる降雨はSPR 2で11—16mm/hr、SPR 3で16—18mm/hrと中心に近いほど降雨強度は強い。

(4) stage 4—眼の壁雲およびそれを取り巻く密なスパイラルバンドによる降雨、『中心核における降雨』と呼ぶ。

このstage 4における降雨は台風による雨の中で最も激しいものである。沖縄はこのstageでの降雨はなかった。

最初に、このstageの降雨となったのは徳之島である。すでに述べたように半径150—70kmの環状の領域において降り、図5.11—図5.12の間に、連続的に71—81mm/3hrとなり、stage 4の期間である28日6時から17時までには241mm/11hrを記録した。平均で21.9mm/hrであり、特に強い

領域に入った9時から14時の5時間に141mmとなり、平均で28.2mm/hr、最大時間雨量は33mm/hrであった。

次に奄美大島におけるこのstageでの降雨を述べる。28日9時以降、半径130km内の中心核の降雨域に入った、特に、29日3—6時(図5.13)では105mm/3hrの降雨量となり、成熟期の台風の期間では最も強い雨を記録した。中心核の中でも、半径80km付近が最も強く、この環状の領域が通過した29日0—9時の間、奄美北部で177mm、南部で180mmとなり、29日の日雨量の7—8割が降った。このstage 4による降雨は29日10時から30日9時まで続き、24時間降雨が328mmとなり、図5.6で示した3日間の総降雨量の642mm/(2点平均)の約半分がこれによるものであった。

すでに述べているように、同じ中心核の中でも、南西象限は降雨が弱く、図5.13—14で特に注目されるよう、エコーはあっても、降雨が極端に少ない。台風の西側から侵入する乾燥域との関連で、空中に降水粒子が観測されても地上まで届かないためと見られ、今後の検討に譲る。

(5) stage 1—Cb クラスタと前線性雲バンドとの相互作用による降雨—

屋久島・種子島南部に26日、59—85mmの降雨があった。GMS画像上でこの雨をもたらした雲域を追ってみると、写真15の中でJで示したCbクラスタの通過によるものであった。このクラスタは台風の外縁800kmを回り、秋雨前線に伴う雲バンドと交わる領域で大雨となっている。衛星画像の特徴としては、西南西—東北東走向の前線性雲バンドと本州海上を北北西—北西進してくるCbクラスタが観測されることである。

このstageの他の例としては、29日、台風中心から約800km離れた紀伊半島南部の降雨をもたらしたものである。雨量は最大で119mmとなり、主に0—12時の間に降っている。28日(写真18)で見ると、台風の周辺を周るCu-Cbクラスタが西北西進し、前線性雲バンドと交わる領域で降っている。下層850mbでは東南東—南東(潮岬)であった。このstageでは、台風中心から800—1000km離れた遠方の時ですら大雨となる。特にCu-Cbバンドが停滞する場合、数百mm/dayの降雨の場合もある。

(6) stage 2—台風の循環内を回る Cu-Cb クラスタによる降雨—、中心より400—600km。

5.2の26日の特徴で述べたが、この stage の雨は写真15 (26日00^z) の中で符号 e で示した奄美大島の南東海上の Cb クラスタによる降雨である。図5.5の中で、A の符号で示した対流性エコー領域に対応するものである。また、29日15時以後、

九州中部から四国南部の降雨は写真18で認められるように Cb クラスタによるもので、台風中心から約500—580km離れた所での降雨であり、80—100mm/day の雨量である。30日 0—12時の紀伊半島南部の雨も同様に stage 2 によるもので、台風中心から500km前後離れた所の Cu-Cb クラスタが半島の南東斜面で地形効果も重なった降雨となっている。

表5.1 台風の降雨の stage 別の分類とその降雨量 (徳之島・奄美大島・種子島)。

| | T OKUNOSHIMA (27.7° N) | A MAMIUSHIMA (28.3° N) | T ANEGASHIMA (39.5° N) |
|---|--|---|--|
| S TAGE 1 | | | about 900km of distance from the center 26th, 35 mm |
| S TAGE 2 | | 26th 15-18h 400km→500km 70-80MM | |
| STAGE 3 | SPR 2 270→200km 27th/12-21h 140 mm mean <u>15.5mm/hr</u> max <u>25mm/hr</u> | SPR 2 300→240km 27th/18-24h 67 mm mean <u>11.1mm/hr</u> max <u>17 mm/hr</u> | SPR 400→450km 28th/2-7h 77 mm mean <u>12.8mm/hr</u> max <u>30mm/hr</u> |
| precipitation caused by spiral rainband 300 km (400) → 120km | SPR 3 180→120km 28th/0-6h 109mm/6hr mean <u>18.1mm/hr</u> max <u>23mm/hr</u> | SPR 3 200→150km 28th/5-9h 32mm/5hr mean <u>16.4mm/hr</u> max <u>22mm/hr</u> | |
| STAGE 4 | 120→80km 28th/6-17h 241mm/11hr mean <u>21.9 mm/hr</u> | 150→60km 28th/9-29/9h 328 mm/24hr mean <u>13.6mm/hr</u> | 150t→40km 29th/23h-30/17h 192 mm/8hr mean <u>24.0mm/hr</u> |
| precipitation in the central region 150 km (120) → center | <u>heavy precipitation in the eye wall</u> | | |
| | 28th/9-14h 141 mm/5hr mean <u>28.2 mm/hr</u> max <u>33 mm/hr</u> | 29th/2-7h 126mm/5hr mean <u>25.2 mm/hr</u> max <u>29 mm/hr</u> | 30th/2-7h 144mm/5hr mean <u>28.8 mm/hr</u> max <u>34 mm/hr</u> |

stage 1、2とも台風自体の雨というよりは、台風と周辺場との関係で降雨量が多くなるものであり、また、台風より相対距離が400~1000kmと離れた降雨で、前線と相互作用を起すと、しばしば数百mm/dayを越えるの降雨となるので注目されよう。

(7) 台風の中心核における総降水量の比較

表5.1に示したように、各観測点とも、台風の中心から130~170kmの環状の領域で、25~28mm/hr、最大で34mm/hrの降雨量となっている。中型台風の地形の影響ない海上での成熟期の台風の値を得たことになるが、この値と他の台風・ハ

リケーンとの比較をしてみよう。

台風（ハリケーン）域内の降雨量は水蒸気収支から求めた残差によるものが多い。Hughes (1952) は半径150km内の領域で150mm/dayを求めた。また、Malkus and Riehl (1960) は中心から30~90kmの狭い領域一恐らく、眼の壁雲内—における水蒸気収支からこの値を求め、非常に強い台風(882mb)で945mm/day、強い台風(910mb)で780mm/day、中型(966mb)で480mm/dayを得ている。Hawkins and Imbenbo (1976) は非常に強いハリケーンにおいて、0~18.75kmの間のリング域で48mm/hrを得ており、Frank (1977) は熱帯低気圧の平均値として、0~222km領域で103mm/dayを得た。一方、Miller (1958) はフロリダ周辺を通った16個のハリケーンの降雨量をもとに中心から3度以内の領域において、平均で200mm/dayを見積っている。

台風796の解析結果では、台風の進行前面にあたる北—北西側の130~170kmの環状領域で平均25~28mm/hrであり、中心から後面では5mm以下と弱い。この非対称な降雨分布とエコー分布を考慮に入れると、150km内では降水量はおおよそ250mm/dayとなる。

5.4 偏西風帯侵入後の台風の降雨量の南北分布

台風は偏西風帯に侵入した直後の30日、中心が種子島付近を通過した、これにより、図5.8と同様な、台風ほぼ中心を通る北北東—南西で切った降雨量の南北分布を得ることができ、図5.15に示す。降雨量は島の南部と北部の2点の平均値を用い、30日0~24時の3時間降雨量とエコー分布を図5.16および5.17に示す。

中心から300km以内では中心核による降雨が主であった。10mm/hr以上降雨は台風の北北東160kmから始まり、中心から15kmまでの30日0時~9時の期間で192mm/8hrとなった、平均は24mm/hr、特に強い領域では徳之島・奄美大島と同様に約5時間継続し、総雨量は約140mmとなり、平均で25~29mm/hrとほぼ一致していた。種子島レーダーの30日3時(図5.16)および6時(図5.17)の観測によると、4~16mm/hrの降雨強度をもつ強エコー域が、台風の前方へ拡がり、眼の壁雲に対応する最も強い降雨域の通過で、最

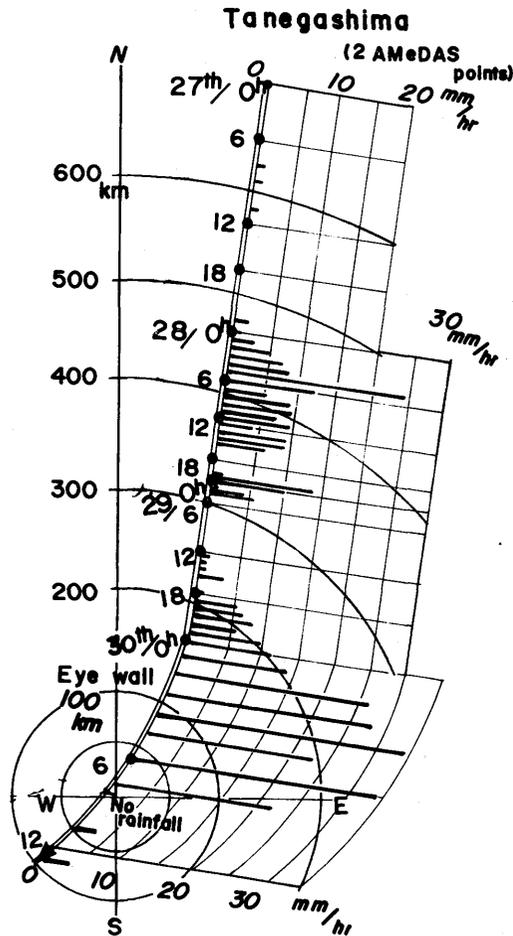


図5.15: 偏西風帯に侵入直後の台風の降雨量の南北分布、図5.8と同様、種子島のデータを、30日08時中心に示したもの。

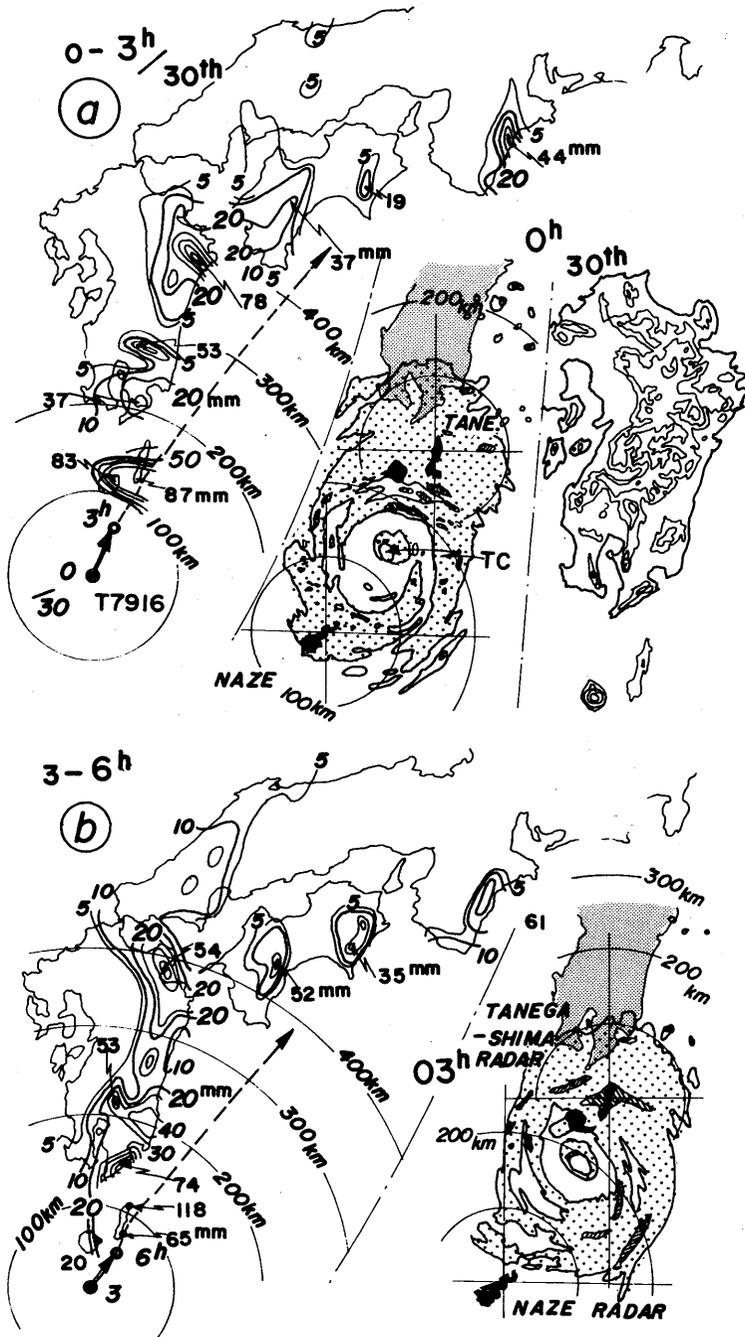


図5.16：30日3時、6時の前3時間雨量とレーダーエコー（名瀬・種子島レーダー）。

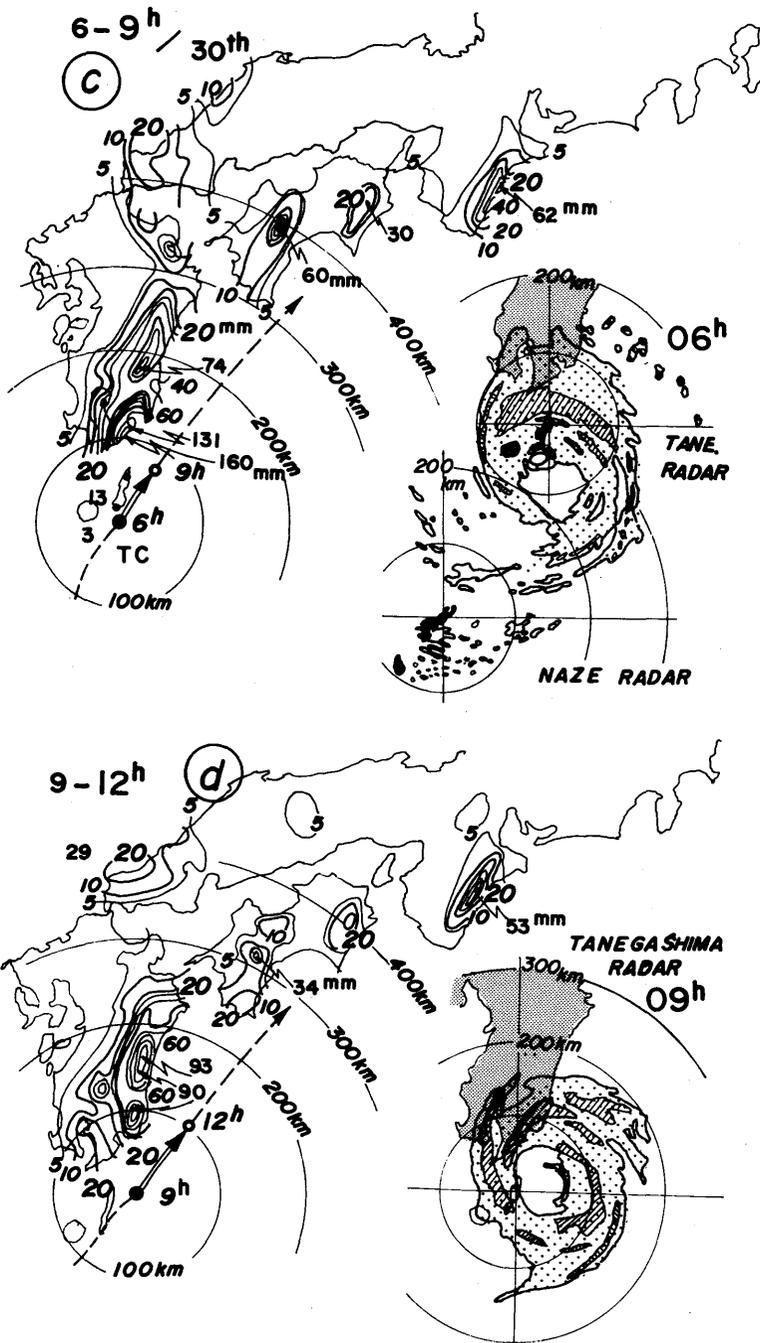


図5.17：30日9時、12時の前3時間雨量とレーダーエコー（種子島・名瀬）

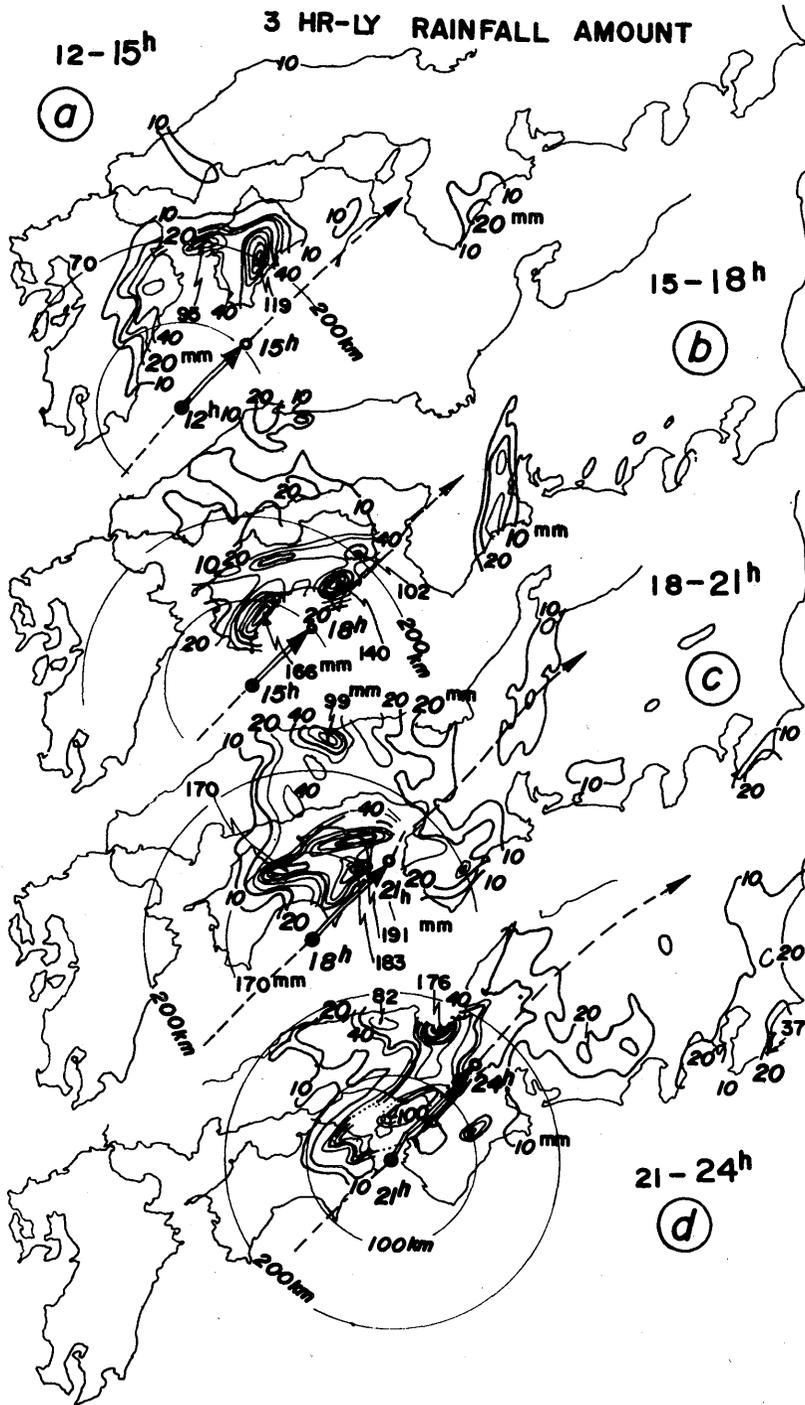


図5.18 : 30日15時~24時、前3時間雨量

大34mm/hrとなった。

この偏西風帯侵入直後の台風の降雨量の南北分布図における特徴点は次のとおりである。

i) 降雨域の拡がりなどを含め、全体が進行方向の北東方向に約20kmずれた。

ii) 台風中心の通ったあとは即ち、南西象限では成熟期の場合(図5.8)に比べ、さらに弱くほとんどなかった。

iii) 図6.8の奄美大島の場合、眼の壁雲の外に密なスパイラルバンドの通過を示唆する数本の降雨量のピークがあったが、種子島の場合はピークはなく、全体に面状エコー化している点が著しく異なっている。この傾向は温低化のところで述べた30日12時の場合とも共通している。

このように、成熟期の構造をもちながら、i)~iii)で特徴づけられたように、スパイラルバンドが不明瞭化し、南西象限の無降水化の進行、全体の北東側偏位等、偏西風帯において変形を受けつつある遷移状態の台風の特徴的な分布を表わしている。

5.5 地形効果による降雨量の増大

台風に伴う降雨に関して地形効果による増雨効果は古くから経験的に知られており、種々のケースで、解析が報告されている。杉浦・石原(1971)は単純に地形勾配と上昇流を結びつけ、強制上昇による地形性降雨量に経験的な減衰係数を掛け、予報現業用の雨量予測を行い比較的良好な結果を得ている。さらに、台風の降雨ではないが立平(1976)は地形性降雨に雨滴成長の雲物理過程を考慮に入れて大幅な改善を図った。観測データをもとに解析したものとしては、伊勢湾台風によってもたらされた降雨量が地形と密接に関係し、特に、レインバンドが山岳へさしかかると著しい降雨強化がもたらされていると報告されている(東大グループ;1969,1970)。また Takeda and Motoda (1965)はレーダー観測をもとに台風のレインバンドを含む強雨セル(72mm/hr)の発生頻度が九州の東側斜面の地形分布とよく対応していることを示し、Furukawa (1980)は台風の外側降雨帯による四国地方の豪雨に関するエコー分布の定量的解析の中で山岳地形でのエコー頻度分布の増大を解析している。

定量的な解析としては、Sakakibara and Take-

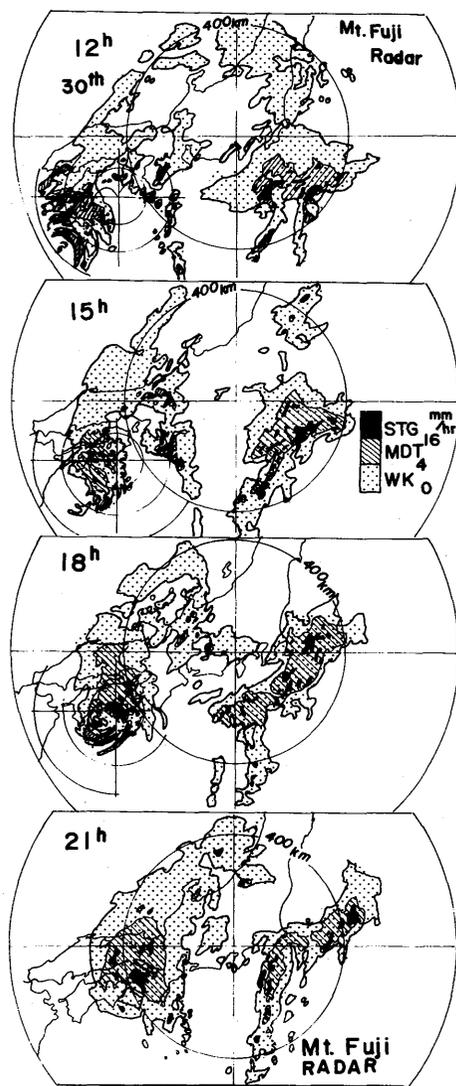


図5.19：富士山レーダーおよび室戸岬レーダーエコー合成図、30日12時～21時

da (1973)が台風7002の観測データをもとに、紀伊半島の地形による降雨増幅係数の存在を見出し、その分布を求めた。いずれにしても、地形がなかったら降るであろう降雨量、の見積りが実測ではなく、ある仮定にもとづく推定値となり、増幅係数の基本的な誤差要因となる。この係数は地形の複雑さや降雨の物理過程の複雑さで検出は難しい。ここでは、地形効果を受ける直前における海上での降雨量分布が得られた台風7916の増幅係数を調べてみよう。

図5.4の30日の日降水量分布において100mmを越す降雨域は台風中心から幅150km以内に限られ、しかも、九州から四国・紀伊半島の東～南東斜面で降雨量が多い。この地形効果を見るため、30日0～24時の3時間降雨量とエコー分布を図5.16～図5.19に示し、地形との対応を見るため、図5.20に地形図と台風の経路を合成したものを示した。九州地方と四国地方に分けて、地形効果を検討する。

(1) 九州地方の地形効果による降雨量の増大

i) スパイラルバンドによる降雨

30日0～6時の3時間降雨量とエコー分布を示す図5.16を見ると、台風中心から170～400km領域のスパイラルバンドによる降雨域が明瞭であり、図5.20の地形図と比較すると九州山地東部(32.8°N)、鰐塚山地(31.7°N、地形C)、大隅半島の肝属山地(31.2°N、地形a-b)など、東～南東斜面をもつ地形の部分で筋状に降雨域があり、大分県南東部の山地では78mm/3hr(0～3h)の降雨となった。種子島レーダーの観測に

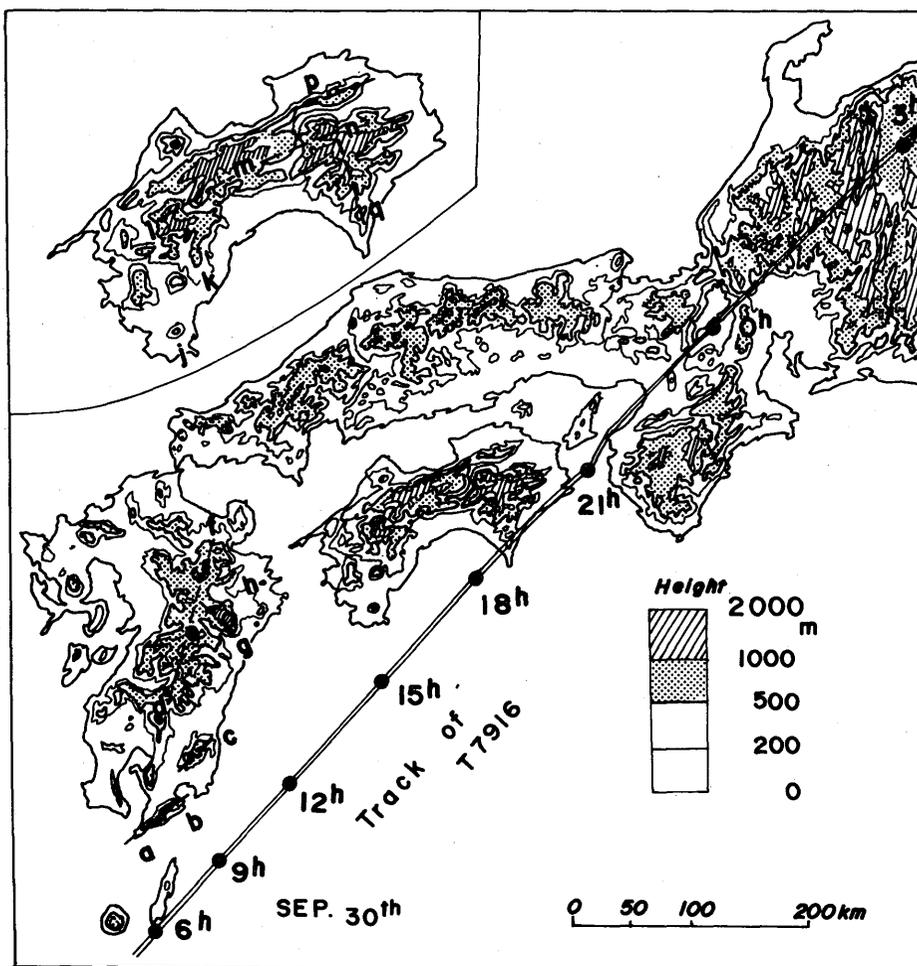


図5.20：地形図と台風の経路。地形 a-b は肝属山地、c は鰐塚山地、d-e-f：九州脊梁山地、g-h：大分県南部の山地、j,k：四国南西部の山地、l-m-n：四国山地（石鎚山脈）、n-g：剣山地及び南へのびる山地、p：讃岐山脈。

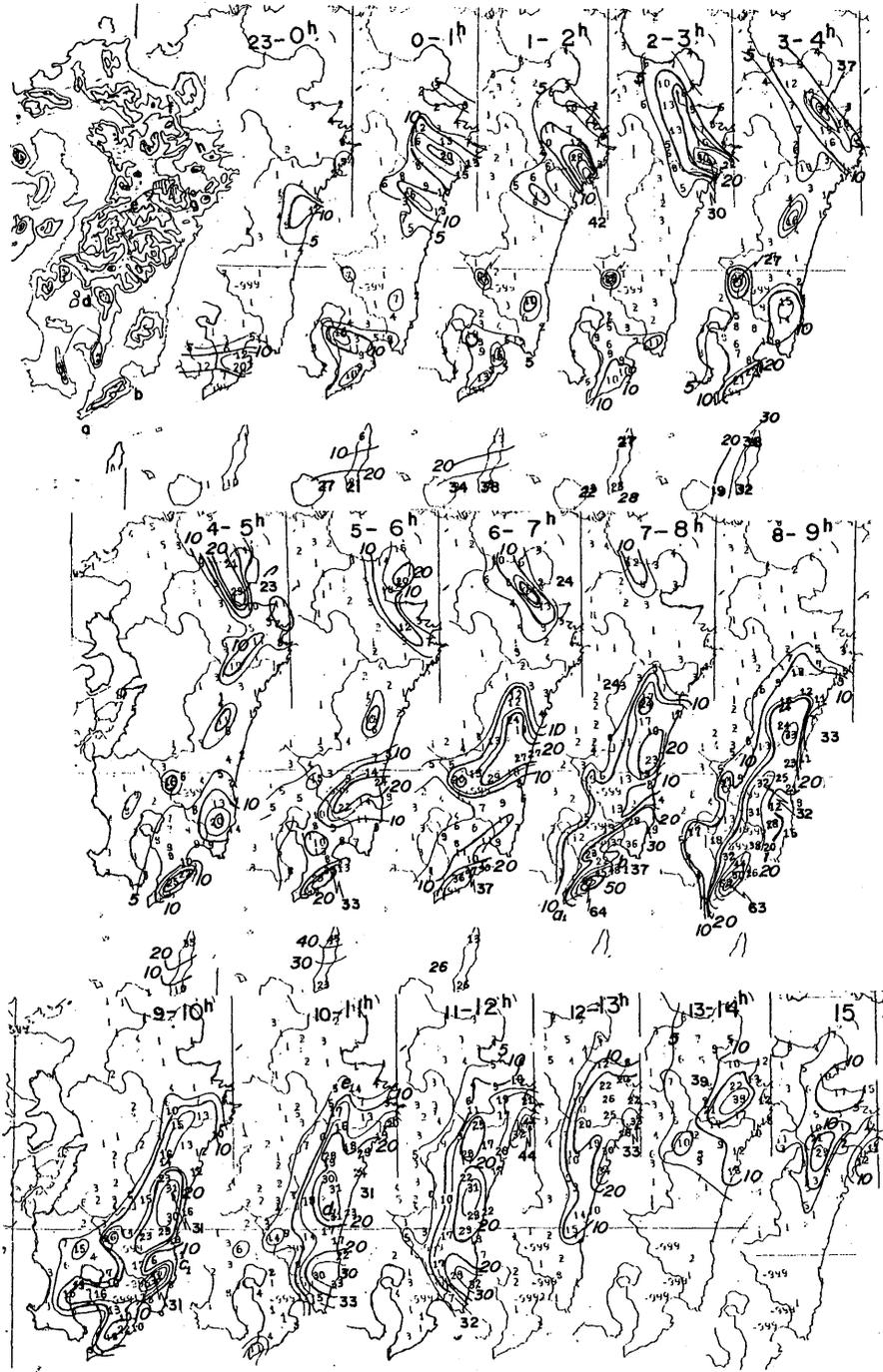


図5.21：九州地方の地形による降雨量の増大、アメダス時間雨量分布（30日0時～15時）。

よると、30日0時のエコー分布(図5.16)の上で、観測点の北北西、約200km、100km、40km付近に不鮮明ながら3本のスパイラルバンドがあり、台風とともに動いていた。図5.16—17の3時間降雨量を見ると、台風の接近で全体的に降雨量は多くなってきているが、特に降雨量の多いところは地形と密接に対応していることがわかる。

この経過をより詳しく調べるため、図5.21に九州地方における、アメダスの時間雨量分布を示す。この図の中における0—7時の降雨量分布で見ると、大分県東部の降雨域は、図5.16のエコーやGMS画像上で観測されている台風の北側370km付近のスパイラルバンドによるものであった。時間雨量の分布から、30日0時頃、宮崎県中部付近より、ゆっくり北上するのが見え、降雨強度もはじめ10—15mm/hrであったが、地形g—h付近では最大で42mm/hr(1—2時)となった。地形によって降雨量が増大し、図5.16の0—3時におけるg—h付近に見られる北西—南東走向の帯状の降雨域となった。

一方、九州の脊梁山脈(図5.20、d—e—f)の東側斜面においては、台風循環の下層の東南東流により、山の斜面を中心に30mm/hr前後の降雨となっている。台風の北側にあるスパイラル状のエコーによる降雨域は北上しながら、地形a—b、地形c、d—e—fの南東斜面(32.8°N付近)、次いでg—h付近で降雨量を増大させている。時間雨量で見ると、30mm/hr前後の降雨となり、表5.1のstage3による降雨(14—18mm/hr)に比べ、約1.7—2倍となっている。

ii) 中心核による降雨

種子島で観測された台風の中心核における降雨が地形によって、どう強化されるか調べる。台風の中心が東70kmを通った大隅半島の肝属山地(a—b)では日雨量292mmの大雨が降り、おもに30日3—9時の間に集中した。最も激しい雨は30日9時の前3時間雨量で160mm(図5.17)、前1時間雨量の最大値は9時の63mm/hrであった。この付近は観測点が比較的密であり10—15km間隔の観測網で降雨分布を得ている(図5.21)。この降雨は台風中心から120—80kmの中心核の降雨であった。この降雨の直前に種子島を横断した時に得た降雨強度の最大の値、34mm/hrと比べ、約1.9倍であり、種子島における3時間降雨量89mmと比べて1.8倍であった。時間雨量の最大も種子島で34mm

/hrであったが、肝属山地では64mm(7—8時)、63mm(8—9時)となり、約1.9倍になり、ほぼ、妥当な値となっている。また、最も強い降雨となった領域は肝属山地が台風中心より約90km付近に入った時であり、種子島の最大時間雨量がでた領域と一致していた。

この1.8倍—1.9倍という係数が北東進する台風の北—北北西象限にあたる斜面の地形効果によって増大する降雨増幅係数であり、台風との相対位置関係から見て(図5.17)、台風の南東風により、その風向にほぼ直角な走向の肝属山地の斜面での地形効果による降雨増幅係数と言える。

(2) 四国地方の地形効果による降雨量の増大

台風は30日19時頃、四国東部に上陸し、21時には紀伊水道へ抜けた、このため図5.4の30日の日降雨量分布の中で東部で401mm、南西部で270mmの大雨となった。この降雨量分布の特に多雨な領域と図5.4の地形図を比較すると、南西部のj(865m)、k(1000m);脊梁山地(1981m)である四国山地l—m—n、剣山地から室戸岬へ延びる(n—q)の山地の東—南東斜面及び、讃岐山脈(p)に沿う斜面が多雨域と対応していた。この経過は図5.14の台風の経路と3時間降雨量との対応に明確に出ている。

この点をさらに詳細に見るため、30日11時—22時の四国地方における時間雨量分布を図5.22に示し、図5.23に室戸→富士山レーダーの3時間ごとのエコー図を示した。左下(12時)から時間の経過に従い示す。降雨は、台風の中心から150km(図5.18)の圏内に入った四国の南西部から始まり、はじめ20mm/hr(12時)の雨域が北上とともに50mm/hr(14時)、43mm/hr(15時)となった。この降雨域は図5.23で示す室戸レーダーで観測された台風の中心から170km離れたスパイラルバンドx—x'の通過によるもので、四国南西部の山の斜面kで降雨量が増大した。さらに北東へ移動し、15時以後は四国中部で不明瞭化した。

台風中心より半径150kmの領域即ち中心核領域(図5.23の14時のエコー分布でy—y'より内側に四国南部が入った14時以後。足摺岬において47mm/hr(14—15時)。地形j—kの南側で62mm/hr(15—16時)、77mm/hr(～17時)という大雨となり、降雨域の最も強い領域が台風の移動とともに北東進した。図5.18の3時間雨量分布の⑥(15—18時)

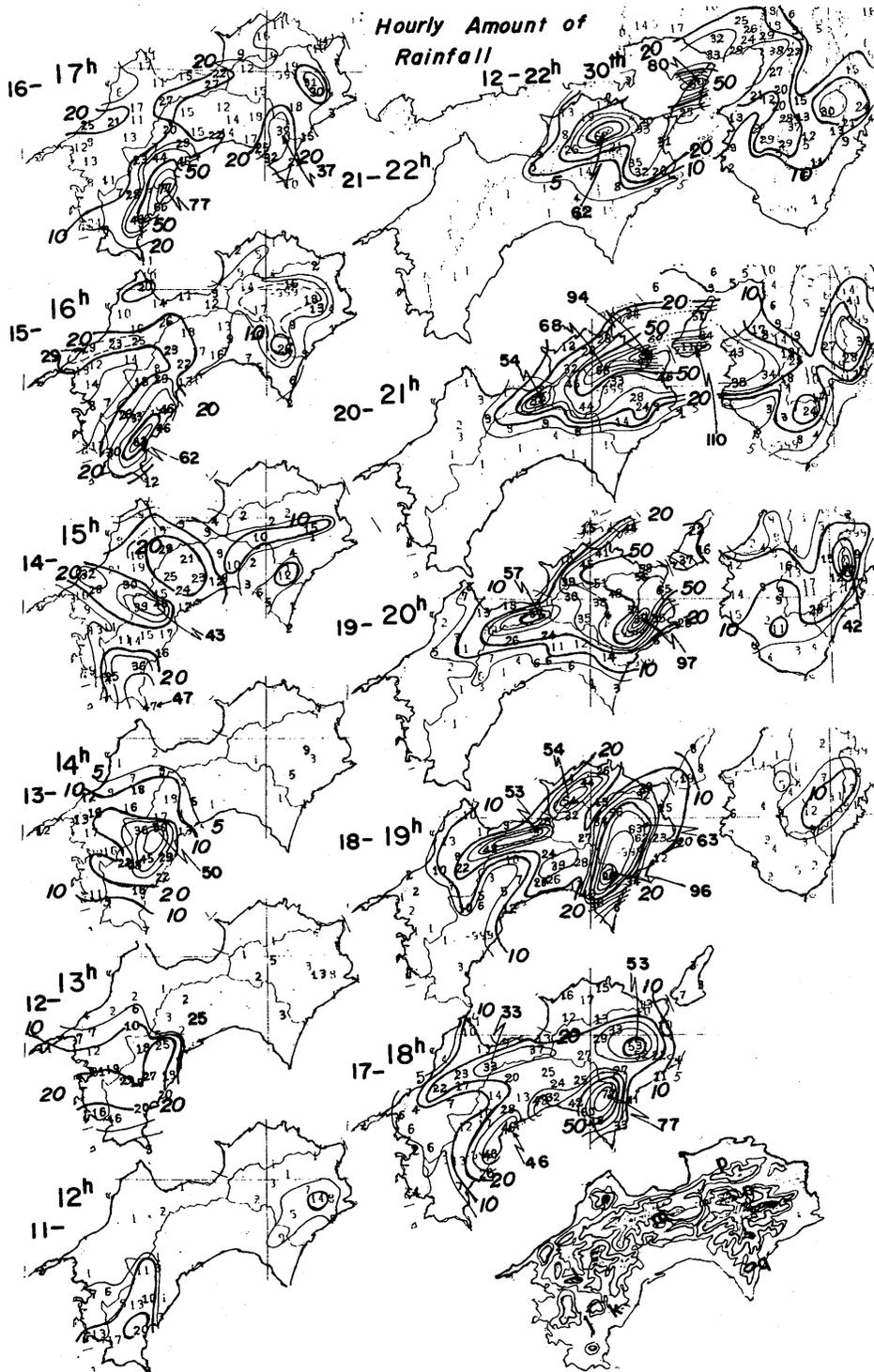


図5.22：四国地方の地形による降雨量の増大、アメダス時間雨量分布。(30日12時～22時)。

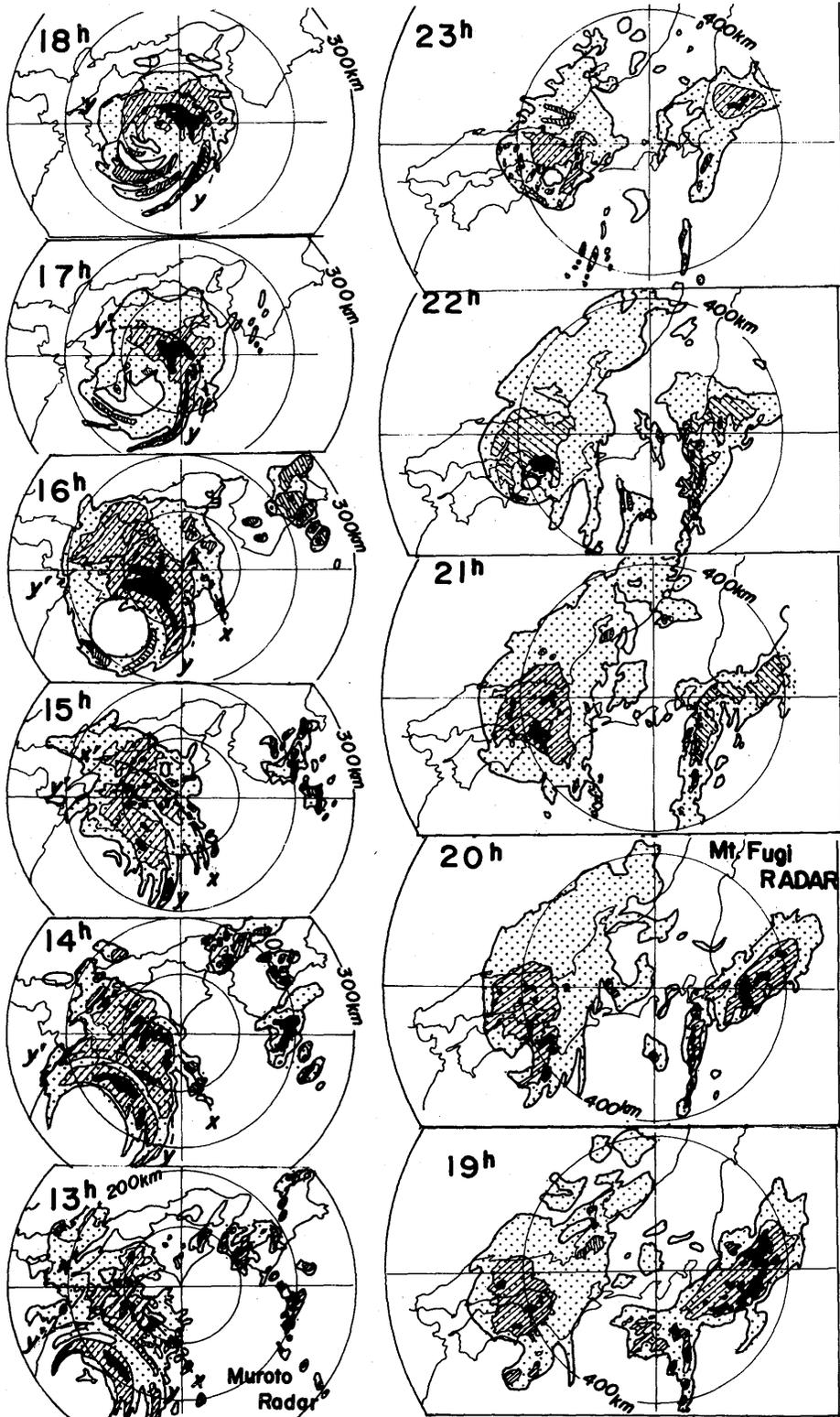


図5.23：室戸岬レーダー（13時～18時）、富士山レーダー（19時～23時）。x-x'はスパイラルバンド、y-y'より中心よりは、台風の中核。

において海岸沿いの帯状の多雨域の中で、地形 k 付近は166mmとなり、100mm以上の領域は j-k に沿い、地形効果による降雨の増大が見られる。日雨量の大部分はこの13時から18時の5時間で降り、特に台風中心から100~120km内の台風中心核に入った15~18時で約6割が集中的に降ったことになる。

一方、四国南東部図5.20の n-g で示した山地の南東斜面では台風の北東象限の150km (図5.18) に入ったあとの16時以後の降雨が主であり、図5.23の17時のエコー図で台風中心から100km付近の眼の壁雲による降雨域が四国南東部を通過した際に急激に降雨量が增大した。降雨が最も強い領域の通過で前1時間雨量が18時に77mm、19時・96mm、20時97mmとなり、17~20時の3時間で地点降雨量の最大が210mmの豪雨となった。四国南東部での日雨量357~401mmの5割が、3時間で降り、中心核の降雨で7割が降ったことになる。

さらに、20時以後は台風の北東進で徳島県西部や淡路島で94~110mm/hrの強雨が降った。地形の影響のほとんどない状態の値(表5.1)では眼の壁雲付近の降雨が平均で30mm/hr、最大で34mm/hrであったことを考えれば、眼の壁雲の最も激しい降雨域が直接通過した四国東部における地形効果による降雨増幅係数は、約2.5~3倍と推定される。同じ様な場で、台風7002が北北西進し、紀伊半島の地形効果で豪雨となったケースでの解析で、Sakakibara and Takeda (1973) は20分雨量における降雨増幅係数の分布を出した。この中で、紀伊半島の東斜面における係数は卓越風向と地形とに密接に関係し、山の南東側斜面で最大3~4となっている。台風7916の場合は1時間雨量の増幅係数であり、20分降雨量より平滑化

した値であり、係数が低くするのは妥当である。また台風7916の場合の地形の影響のない領域での降雨量分布は、種子島、他の南北断面で実質的に得た値であり、他例の場合の仮定値、あるいは空間的一様性からの偏れで出す点は異なる。中心核で約3倍、周辺部での約2倍は予報現業での経験的な値に近い。

5.6 降雨量の予測の可能性

5.3において、台風に関する降雨を stage 1~4 の4段階に分け、それぞれ特徴を示した。stage 1~2については台風周辺をまわる Cb クラスタに関係するもので、この stage による降雨は GMS 画像上において Cu-Cb クラスタとして認識し、レーダー観測網で捕えなければならない。短時間予測上重要なテーマとなろう。

台風による主な降水はスパイラルバンドによる stage 3、中心核による stage 4 の降雨量の和である。今回の解析結果は、もし海上でレーダーエコー分布が得ることができれば(今回の場合は沖縄一奄美一種子島レーダーによるエコー分布)、台風の進路予測別に降雨量の短時間予測の可能性を示している。レーダーエコーのない場合は衛星画像で可視と赤外の重ね合せたデータに適切な閾値をとり、近似するのも一つの方法であろう。台風の進路別に降雨量を予想する場合は日本の地形による降雨増幅係数を、地形別・下層風別に予め設定しておけば台風による降雨の進路別総雨量予測も可能となろう。ただ台風の盛衰・移動速度の変化などの因子の取り扱いは今後の検討課題であろう。

第6章 台風の移動速度の変化

この章では、¹⁾成熟期の台風の移動と大気中層500mb付近の流れとの関係を調べ、²⁾次に、中緯度偏西風帯における温帯低気圧化にともなう移動速度の変化を村松(1983 a)をもとに報告する。

6.1 成熟期の台風の移動

(1) 台風の移動と一般場

図6.1に台風7916の経路と27日12^zの500mbの流れの場を重ね、下段に、台風の一生涯を通しての移動速度の変化を示した。先に解析したように、

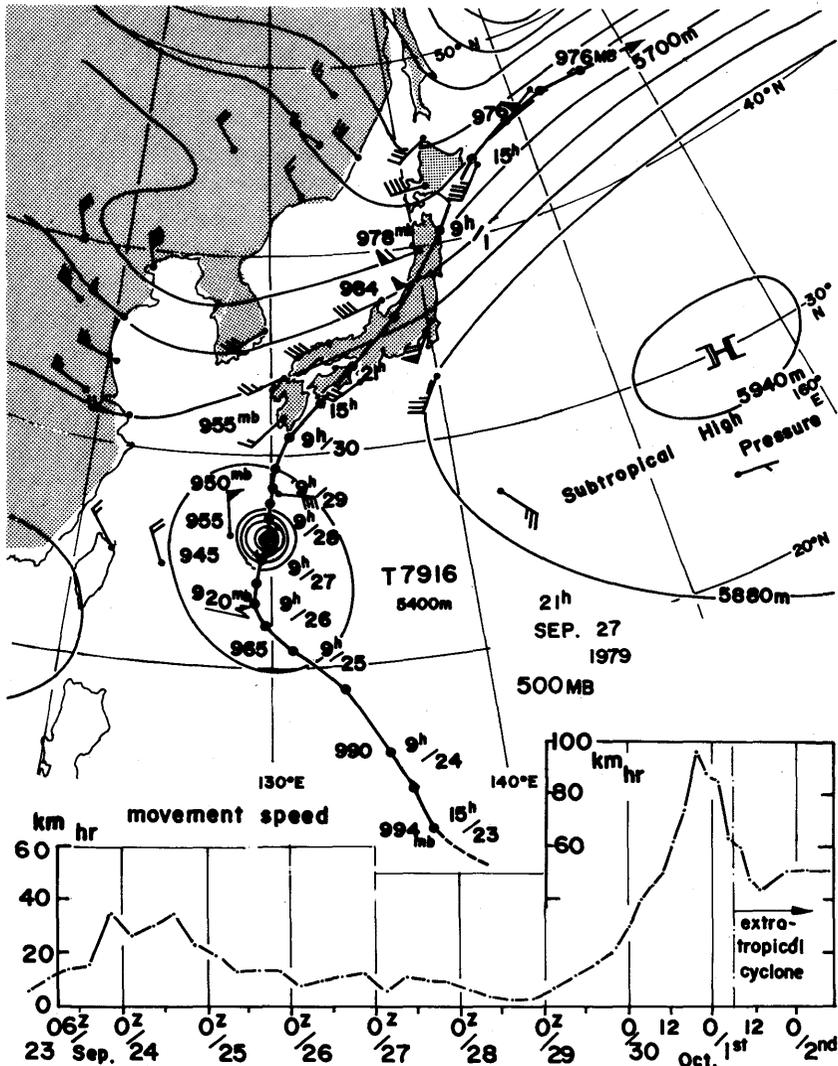


図6.1：500mb場（27日12^z）と台風の経路（上段）および移動速度の変化（下段）

クラスターは太平洋高気圧の南の縁辺、10°—13°N 帯を西進し、23日06^zに台風となった。このあと20—35km/hr に加速し、太平洋高気圧の縁辺を放物線状に周り、転向・加速を始めた29日06^zまで高気圧の峯で北上速度はきわめて遅く、転向後は偏西風トラフの前面を進み加速しながら北東進した。温低化に伴う移動速度の変化は次の6.2で詳述する。この図6.1は台風の移動が大気中層の流れに支配されていることを示している。500—300mb レベルは steering current と呼ばれていることから、この点が理解される。

(2) 北上速度の鈍化と転向

(1) で述べたように、台風は500—300mb の steering current で流され、24日には北西方向に

30km/hr の速度となったが、26日00^zには10km/hr 以下と遅くなり、進行方向を北西—北北西から北へ転向した。第一次転向点と呼ばれ、この付近では台風7916は中心気圧の極小期を迎えた。このあと偏西風帯侵入による転向・加速した29日06^zまで、10km/hr 前後の遅い速度で北上し続けた。

北上速度の鈍化の原因は太平洋高気圧の高圧部が台風の進行前面にあたる。25°—32°N 帯に気圧の峯を形成していたからである。26日の高圧部の軸は28°N 付近にあり (図A・1)、27日には30°N (図A・2)、28日には32°N (図A・3) に北上した。この北上速度は台風の移動速度に一致しており、この高圧部の張り出しが原因であることが明らかである。この間、40—50°N 帯を偏西風帯のトラ

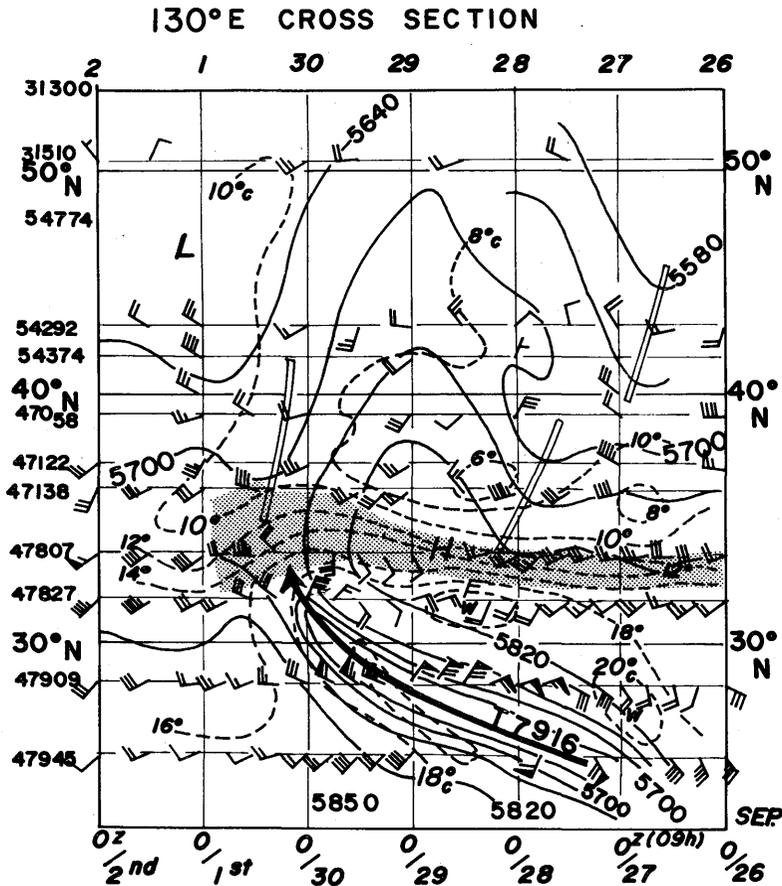


図6.2：130°Eの南北断面図（9月26日—10月2日）。実線は500mb高度、風は500mb高層風、破線は850mb温度、斜線域は $T - T_d \leq 3^\circ\text{C}$ の温潤域。

フが通過したが直接の影響はなかった。

さらに、28日12^zの500mb天気図(図A・4)を見ると、35—40°Nの偏西風帯トラフが日本海を通過中で、この後面にあたる朝鮮半島南部で負の渦度が移動してきており、29日00^z(図A・5)の130°E付近のリッジ域と先に述べた太平洋高気圧の高圧部とが連らなつた。この点を詳しく解析したのが図6.2である。

この図6.2は130°Eの断面における25°—50°Nの範囲における、500mb高度、風、850mbの温度;の時間変化である。26日から約200km/dayで北上した峯が偏西風帯のリッジと南北に連らなつたことがわかる。図6.1の移動速度を見ると、この期間の28日12^zから29日03^zにかけ移動速度が5km/hr以下ときわめて遅く、このリッジが台風の北上速度を押えたことが明らかである。

次に、偏西風帯における転向の問題であるが、総観場との関係は次のとおりである。29日00^zの南北に連らなつたリッジ域は東進し、30日00^z(図A・7)では、トラフが125°Eまで東進してきている。このときの300mbの強風軸を図の中で二重線で示したが、120°Eで33°N付近まで南下、その前面にあたる125—135°Eでは南西流の強風軸

となつており、台風はそのトラフの南東象限に侵入したことになる。また、太平洋高気圧の軸は32°N付近であつた。台風は29日06^z頃の第2次転向点を通つたあと、北東に進路を変え加速しながら偏西風帯の前面を進んだ。また、図6.2において、500mbの5820gpmの等高線の推移と転向との関係が興味深い。台風の本格的な加速は29日12^zの29°Nであるが、太平洋高気圧の張り出しを示す5820gpmの線の後退とよい一致を示している。このとき500mbのトラフは125°Eまで東進してきている。偏西風帯のトラフの東進及び、太平洋高気圧の軸の位置・張り出し、などの諸要素で偏西風帯における転向が決まるが、タイミングを予想するのは難しい問題である。

6.2 温帯低気圧化と移動速度の変化

偏西風帯における台風の温低化過程は4.6でまとめた過程を経て温低化が完了する。この章では温低化過程と移動速度の特徴的变化を議論する。

台風7916の温低化過程における移動速度の変化を図6.3に示す。転向点付近の29日06^zでは7km/hrと非常に遅かつたが、偏西風帯に侵入する

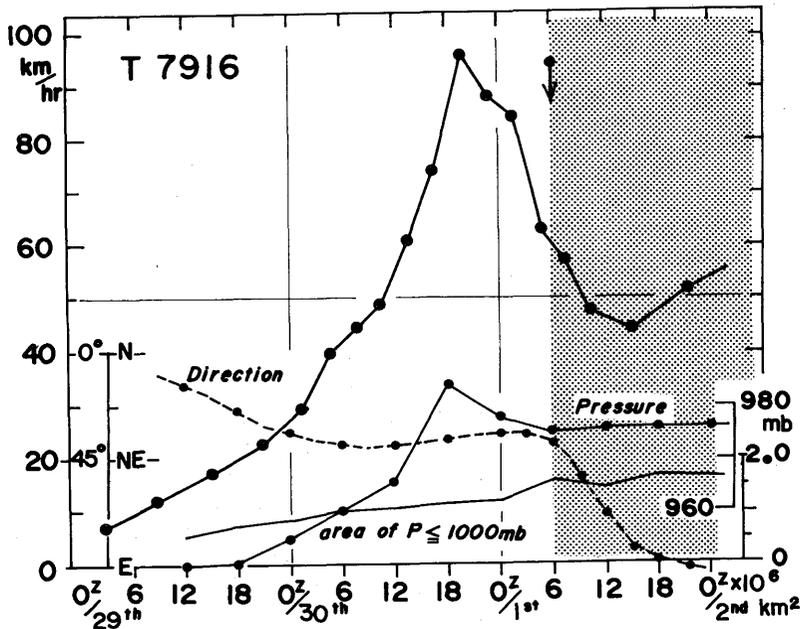


図6.3：台風7916の温低化と移動速度の変化、中心気圧及び1000mbの閉じた等圧線の領域の変化。矢印は温低化完了時刻、陰影は温帯低気圧の期間。

につれて速度が増加し、台風の中心構造が崩壊した直後の30日18—21^zの間には実に96km/hrになり極大となった。この時を境に急激に減速した。温低化完了は1日06^zで速度の極大は約9時間前に現れたことになる。

偏西風帯の大気中層の深いトラフの前面を北東進する台風の温低化過程と移動速度の特徴的变化は図4.18及び図6.3から次のとおりである。

i) 偏西風帯に侵入した台風の移動速度は；イ) 偏西風帯侵入による急激な加速過程、ロ) 温低化完了直前の速度極大期、ハ) 中心核の構造の崩壊を伴う最終的な温低化過程の進行と偏西風帯じょう乱との併合・再発達過程における減速過程、ニ) 温低化完了後は閉塞期の温帯低気圧の構造へ成熟する段階での速度の極小期、ホ) 偏西風帯じょう乱(温帯低気圧)として移動期、このケースでは再加速；という速度変化となった。

ii) 地上の中心気圧は30日18^zには984mbと最も浅くなったが、閉じた1000mbの等圧線の面積は増大傾向で、21^z以後は再発達過程になり、上記イ) —ハ) の減速過程と一致していた。

iii) 温低化が完了した1日06^zを境に下層循環中心の移動方向が台風であった期間の北東進から急に東北東、次いで東へと急変した。図4.18の1日12^zの図中に示したように、進行方向のこの急変は台風が指向流(steeing current)に流されて移動していたのが、温低化完了後、偏西風帯のじょう乱の移動へと変わったことを意味する。

上述のように、中緯度偏西風帯における台風の温低化過程と移動速度の変化は密接な関係を持ち、深いトラフ前面を北東進する場合は急加速後、温低化直前から急減速となる特徴的な変化をすることが指摘できる。

一方、なぜ偏西風帯で移動速度が加速するかを台風7916の例で考察してみよう。台風循環を除いた偏西風帯の高度場の中における台風の中心位置における300mbおよび500mbの高度の時間変化を図6.4に示した。この台風は日本列島の高層観測網の中を移動(図1.1)し、6時間毎の観測データが詳しく得られたケースである。図4.8に500mb高度場(実線)と台風循環を除いた場(鎖線)を示した。(鎖線) —図4.2及び図4.3に詳し

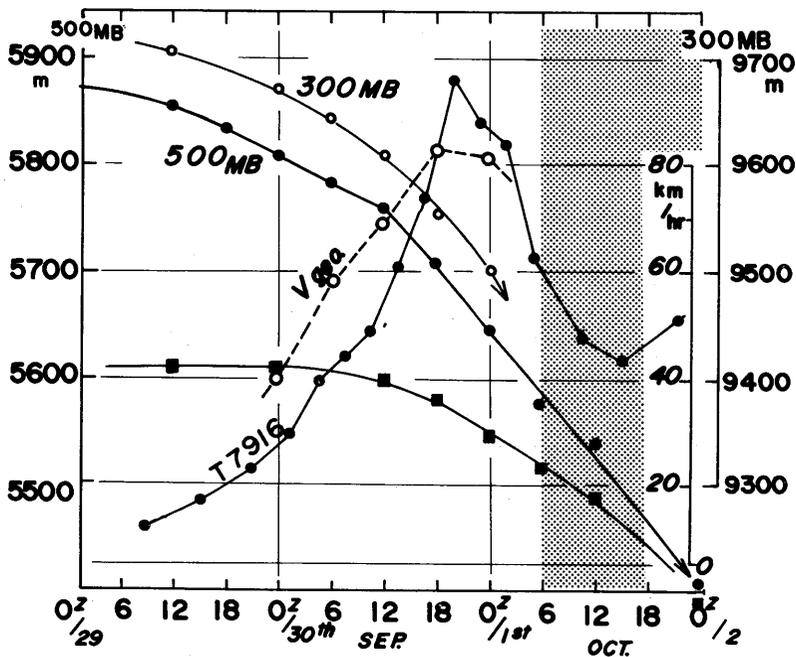


図6.4：台風循環を除いた偏西風場における台風中心位置における300mb及び500mbの高度化と地衡風風速(500mb、破線)の変化。

台風7916の移動速度の変化；四角印は偏西風帯じょう乱の循環中心の高度。

い。この図4.18および図6.4から偏西風帯での加速について次の点が明らかになった。

まず第1点としては、台風循環中心における500mbの偏西風帯の高度場の変化は転向点から高度が漸減し始め、台風が増加するに従い29日12^zからは高度がさらに低下し、速度の急加速が始まる30日9~12^zを境に高度の降下の傾きが増大した。300mbでも同様な傾向を示していた。このことは500mbや300mbの偏西風帯の等高線を横切りながら台風循環が北東へ移動していることを意味し、その結果として台風の移動速度が増大していると言える。

大気中層での偏西風の流れは極大風速軸までは極側へ行くほど風速が増大する。一般に台風循環はほぼ鉛直の渦管をもち、500~200mb付近の高度の指向流で流される。図6.4に示すように、台風を流す偏西風場の中で台風の中心における高度が時間の経過とともに減少することは偏西風のより強い流れの中への侵入を意味する。指向流で流されるという移動メカニズムで言えば、より偏西風の強い流れの場への侵入即ち加速されるという点が定性的に理解される。

なぜ偏西風帯の等高線を横切って渦管が低圧部側へ侵入するかは十分論証されていないが、一つの考察としては南北の風速シャーのある流れの中を反時計回りの回転をもった渦管が移動する場合、シャーによって低圧部側への外力が加わるためと考えられよう。

第2点としては、指向流レベルでの台風の中心位置における偏西風場と移動速度との関係を見るため、500mb地衡風速の時間変化を図6.4に破線で示した。図6.3の移動速度を図6.4に合成して比較すると、台風の移動速度は中心構造が崩壊し温低化が急激に進行する30日18^zの直前までは地衡風速のほぼ70%で移動し、図4.18からも明らかなように方向についてはほぼ一致していることがわかる。しかし温低化が最終段階に達し偏西風帯じょう乱との相互作用が始まった30日18^z以降はこの関係は薄れた。温低化が完了した1日06^z以後の下層循環中心の移動は偏西風帯じょう乱の500mbの渦の移動とともに動き、温低化完了を境に台風の場合の指向流による移動メカニズムから温帯低気圧のそれへと変わり、根本的な差異を示した。30日18^z~1日06^zの間がその遷移段階であった。

ほぼ同一経路を通った台風7920も台風7916とほ

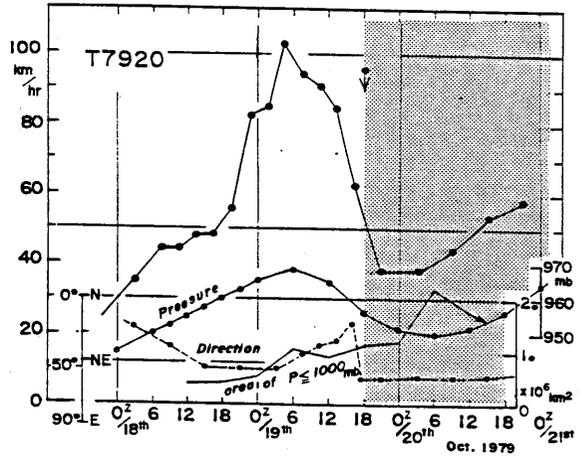


図6.5：台風7920の移動速度の変化。説明は図6.3と同じ。

ぼ同じメカニズムで温低化が進行したことがわかる(村松、1983 a)。図6.5で示したようにこの台風の温低化のメカニズムと移動速度との関係は、偏西風帯への侵入での加速過程→温低化の急速な進行→温低化完了直前の速度極大→温低化最終段階と偏西風じょう乱との相互作用による再発達期の減速過程→温低化完了後、閉塞期の温帯低気圧として成熟する過程における極小期→偏西風帯じょう乱(温帯低気圧)としての移動;という過程を経ることがわかった。台風7916の場合と温低化過程は一致していることが明らかになった。

6.3 予報位置の誤差について

6.2で述べた温低化過程における系統的な移動速度の変化が考慮されない場合は台風の進路予報において大きな誤差を生ずる結果となる。図6.6は台風7916及び7920の24時間予報扇形と24時間後の実際の中心位置とのずれ(誤差)を表わしたものである。台風7916の場合、偏西風帯領域での加速(30日18^zまで)では台風の移動速度の増大に予想速度が追いつかない、つまり予想位置が実際に移動した位置へ追いつかないことになる。例えば、30日06^zを初期値とする24時間後の予報位置の扇形は41°N 139°Eと37°N 144°Eであったが、実際は根室付近(1日06^z)に進み、扇形中心との誤差は550kmとなり、同様に30日00^zの初期値からでは約800kmの遅れとなった。

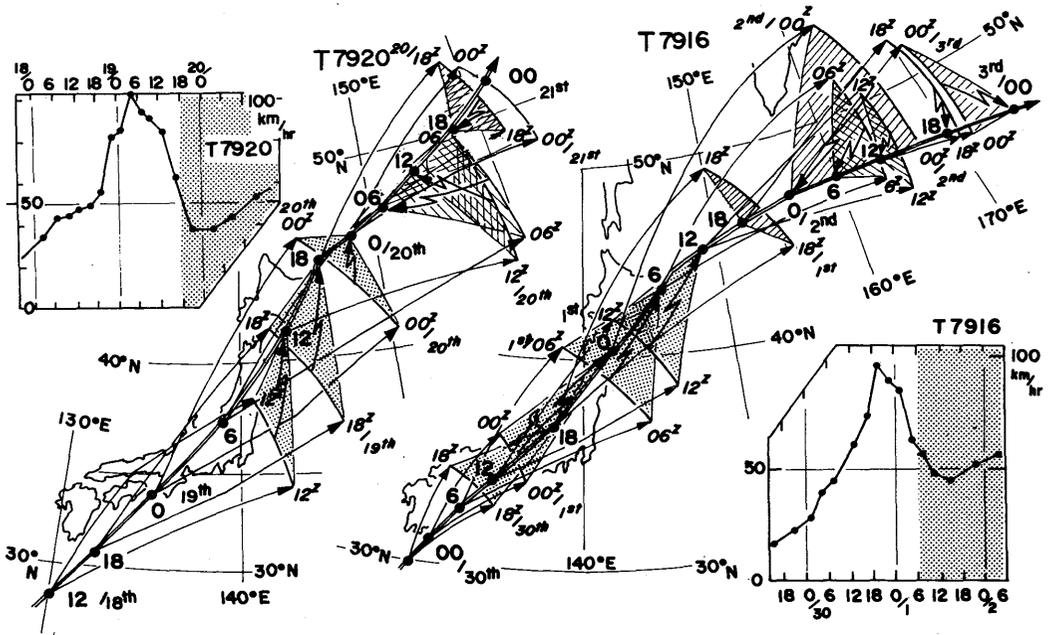


図6.6：台風7916及び台風7920の予想位置の誤差。点影は予報位置の遅れを示し、斜線域は予報位置の先行を意味する。

一方、台風は温低化の最終的な進行とともに18²~21²以後は急減速過程へ移行し、温低化完了(1日06²)以後は速度極小期となり、極大値(96km/hr)の半分以下の速度となった。この減速過程の中心時刻である1日00²を初期値とする24時間後の予報位置(2日00²)は、逆に予報位置が実際の位置より先行し、2日00²の実際の中心位置とは約800kmの誤差を生じた。30日18²~1日00²の移動速度80~90km/hrがその後の急激な減速期とそれに続く極小期で速度が約半分に減少した事による。この加速期での予想位置の遅れと、減速期における予想位置の先行の符号の入れ替わる期間中は誤差が相殺され、予想位置の誤差は小さかった。図6.6の左半分に示した台風7920についても、全く同様な結果となった。

また温低化完了後、偏西風帯じょう乱として移動したため、両台風とも、台風としての北東→北北東進した後、温低化完了とともに東北東~東へとこの進路を不連続に変えている。そのため予想扇形の最も南側を移動するという結果となり、予想位置誤差の増大をもたらしている。この様に、偏西風帯の深いトラフの前面を北東進し、温低化

とともに温帯低気圧として再発達する場合は、進路予報上きわめて重要な要素として移動速度の変化を取り入れなければ大きな系統的な誤差を生ずる結果となろう。

6.4 移動速度の特徴的な変化と経路図による分類

前述のように『偏西風帯での台風の温低化の進行・完了とともに移動する速さが加速後減速』という特筆すべきパターンが存在し、再発達との密接な関連性が解析されたので、再発達しない範疇との比較分類を行う。

(1) 再発達しない場合の温低化の分類

図6.7に台風8019で代表される再発達しない場合の移動速度と経路を載せた。このように温低化過程で減速過程を含まない台風の移動速度の変化を図6.7に示す。この分類に属する台風は偏西風帯で速度が、一樣加速か加速後一定かの二種類がある。いずれの場合でも再発達せずに温低化過程をとっている。この分類に入る台風の経路を図

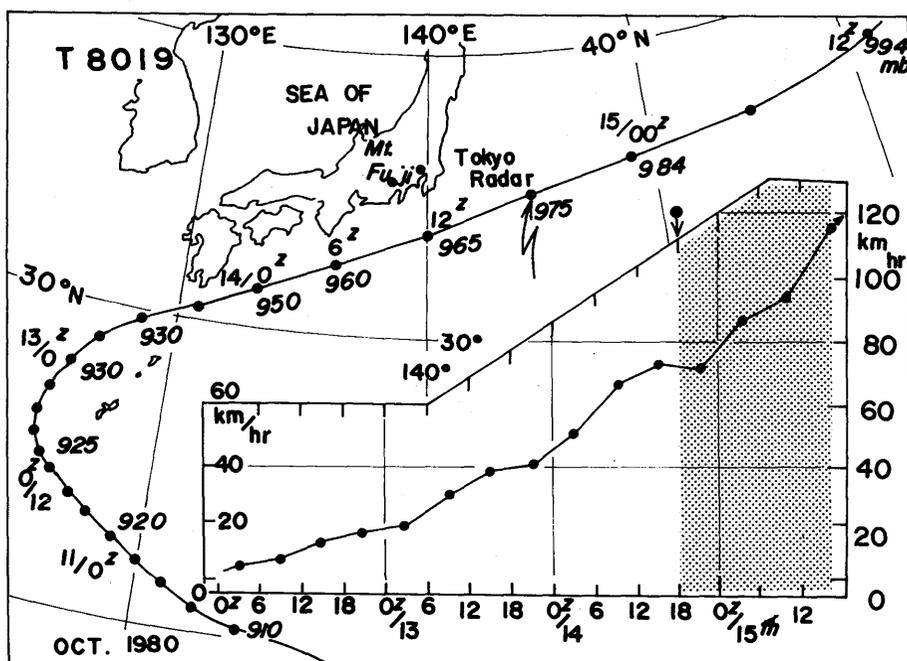


図6.7：台風8019（再発達しないケース）の移動経路および移動速度の変化、矢印は温低下完了を示す（18^z）。

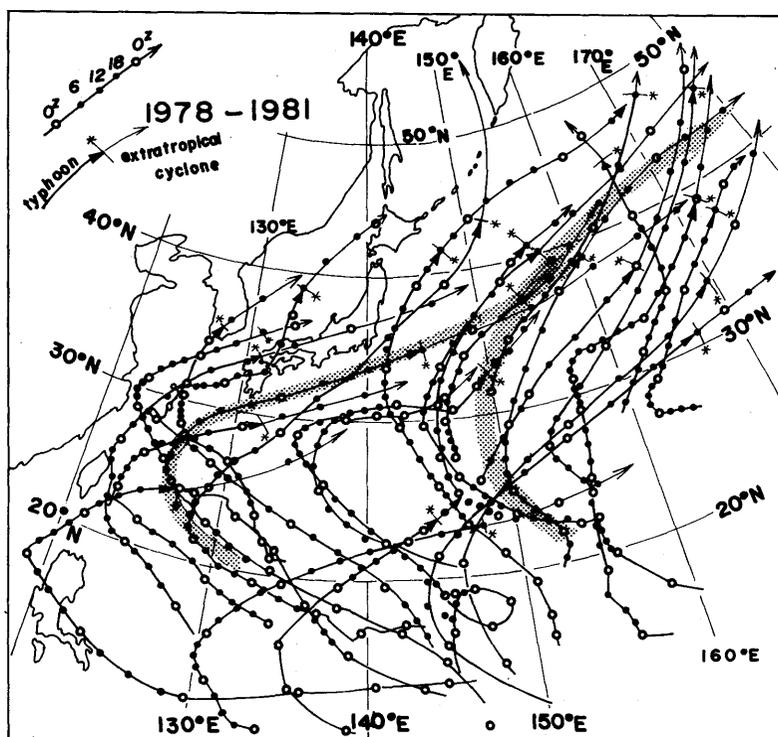


図6.8：温低下後再発達しないケースの台風、温帯低気圧の経路図、点彩は主要な経路、1978~1981年。温低下完了点は経路上、細線で切った*印の地点である。

6.8に示したが、経路上の特徴点は、1) ゾーナル流又は西南西～東北東流上を35°N以南で東北東進する場合であり、2) 他の一つの主要な経路は日本の東海上150°E以東を北東進する場合である。この様な場合は台風の西側には台風と相互作用を起こすような偏西風帯のじょう乱は存在せず、大気中層の500mbのトラフもなく、台風自身が周辺から温低化しても再発達し難いことがわかる。頻度としては1978年～81年の4年間で温低化側の32例中25例と約7割を越す割合で起る。

(2) 再発達する場合の温低化の分類

台風7916や7920を含む温低化とともに加速後減速と変化パターンを示す場合の経路図を図6.10に、その移動速度の変化を図6.11に示す。図6.10で中太線が台風である期間の経路で、星印で温低化が完了し、細線は温低化後の経路である。移動速度が偏西風帯加速と温低化最終段階での減速という特徴的な変化を示し、7例とも共通している。

特徴点としては; i) 図6.8と比較して、移動経路が150°Eより西側で日本付近を北東～北北東

進する経路に限られ、大気中層の深いトラフの前面(南東象限)に台風が侵入し温低化し再発達したケースである。ii) 台風8122の場合は寒冷渦の周辺を回るケースで、温低化直後から再発達し、温低化6時間後に946mb、24時間後に940mbと非常に発達した温帯低気圧となり、移動速度も20km/hrと急に急減速した例である。iii) 加速後、温低化・再発達による減速という変化パターンを示し、頻度は32例中7例であった。

以上述べた結論の一つとして深いトラフの南東象限を北東進する台風は温低化とともに再発達・減速するということがわかった。台風7916と同様に図6.12で示すように台風5415(洞爺丸台風)の北海道南西沖での『謎の減速』についても、台風の温低化再発達と急減速が同時現象であったということで十分説明し得る。(村松, 1983 b)。

これらを含め、台風が日本付近を通りすぎたあとも、オホーツク海や日本海北部で急速に再発達し減速する場合がある事を意味し、暴風雨域の直径が2000kmを越す場合すらある。領域の拡大(再発達)、暴風雨継続の長期化(減速)をもたらし、

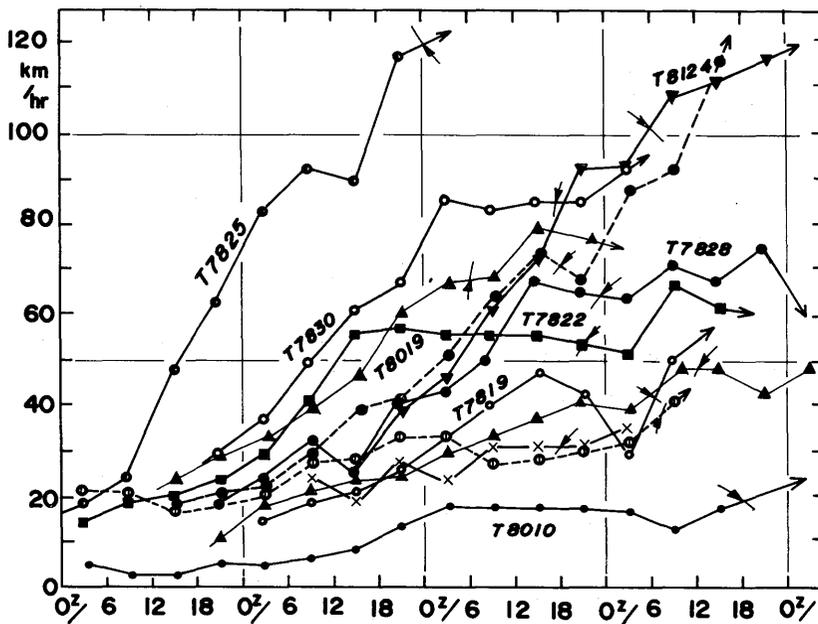


図6.9: 再発達しないケースの移動速度の変化(代表的な12例)。1978～1981年、折れ線上の矢印はその時点で温低化が完了したことを示す。

海上での船舶に重大な脅威を及ぼす事が予想される。台風7916の温低化問題を含め、この種の温低化問題は日本から遠ざかる台風一帯低気圧の進路や強度予想において重要であることを物語っている。

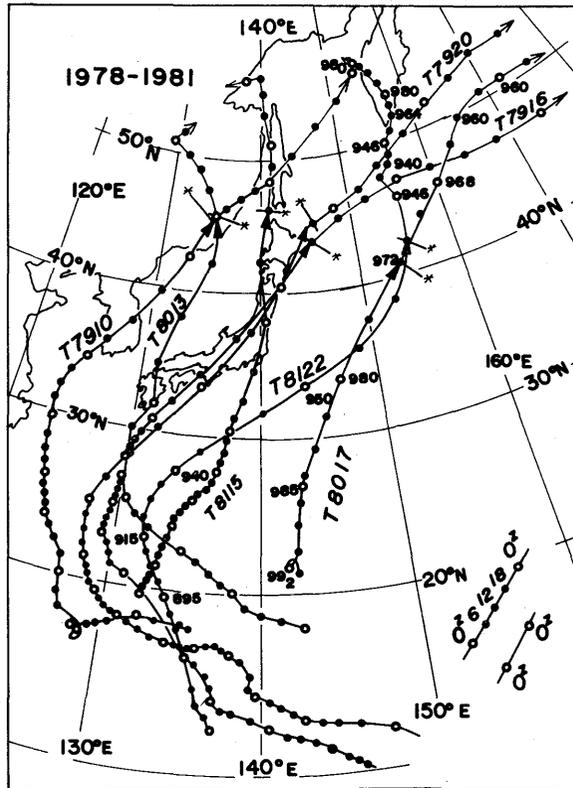


図6.10：再発達する温低化のケースの経路図、1978～1981年、説明、図6.8と同じ。

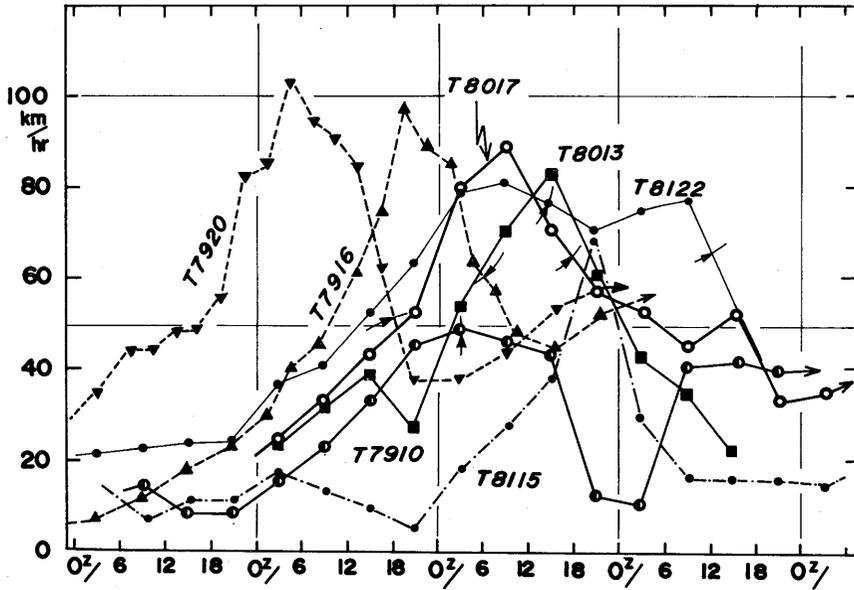


図6.11：再発達するケースの移動速度の変化図。説明は図6.9と同じ。

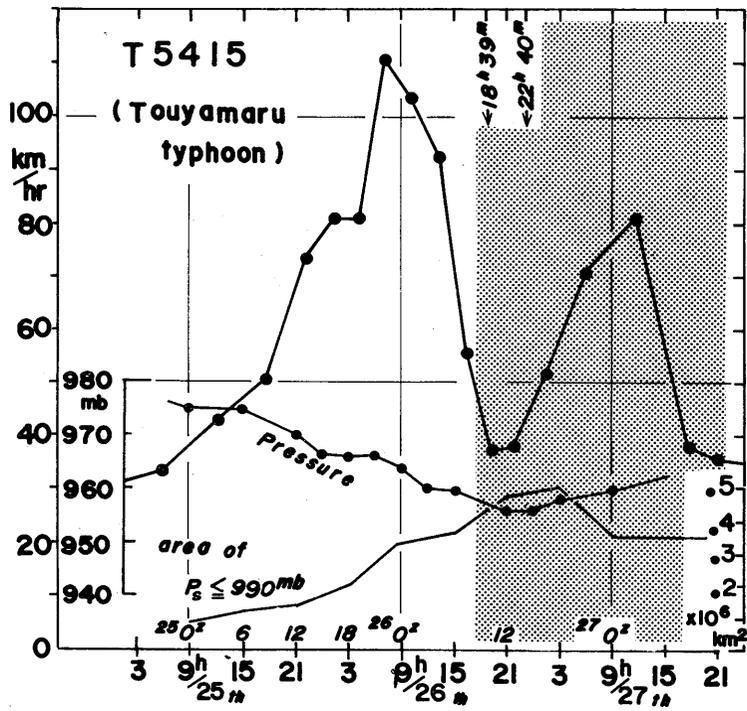


図6.12：洞爺丸台風（T5415）の温低化と移動速度の変化。説明は図6.3と同じ。

第7章 台風被害のまとめ

台風7916に関する被害を表7.1に示す。第一室戸・ジェーン・第2室戸台風などと、きわめて似たコースを通ったが被害は最少限に食い止められ

た。表7.2で4台風の比較を載せたが、ジェーン台風（死者・不明539名）に匹敵する台風の襲来にかかわらず、死者は12名で、ほとんどはガケ崩

表7.1 台風7916による被害

| | | | | |
|-----|------------|----|--------|--------------------|
| 人 | 死者・行方不明 | 人 | 12 | 死者内訳、福井3、富山3、徳島2 |
| | 負傷者 | 人 | 83 | 和歌山、兵庫、大阪、根室 各1人 |
| 住 | 半壊(焼)・流失 | むね | 58 | 鹿児島15、滋賀10 |
| | 半壊(焼)・一部破損 | むね | 1,445 | 滋賀 172、徳島 137 |
| 家 | 床上浸水 | むね | 7,203 | 大阪 3,213、兵庫 2,102 |
| | 床下浸水 | むね | 61,013 | 大阪 3,213、徳島 11,968 |
| 耕地 | 流失・埋没 | ha | 76 | |
| | 冠水 | ha | 6,966 | 徳島 3,442、兵庫 1,834 |
| 土 | 道路損壊 | か所 | 800 | 鹿児島 128、徳島 98 |
| | 橋りょう損壊 | か所 | 36 | 兵庫 7 |
| 木 | 鉄軌道被害 | か所 | 77 | 兵庫 38 |
| | 山がけ崩れ | か所 | 479 | 徳島 96、高知 89 |
| | 堤防決壊 | か所 | 312 | 高知 65 |
| その他 | 通信施設被害 | 回線 | 3,127 | 高知 1,500、兵庫 1,300 |
| | 船舶被害 | 隻 | 133 | 滋賀 65 |

表7.2 室戸、ジェーン・第2室戸の各台風と台風7916との比較（最低気圧、最大風速）。

| Minimum pressure, Maximum mean wind velocity, Maximum wind velocity | | | |
|---|---|--|---|
| | Muroto | Osaka | Kobe |
| Muroto Typhoon september, 1934 | 911.9mb 45m/s 60m/s and over | 954.4mb S. 40m/s and over S. 60m/s | 964.6mb 5 ESE. 21.9m/s ESE. 33m/s |
| Jane Typhoon September, 1961 50 | 964mb W. 43.2m/s 59.1m/s | 970.3mb S. 28.1m/s 44.7m/s | 964.3mb NE. 33.4m/s 47.6m/s |
| Daini-Muroto Typhoon September, 1961 | 930.9mb WSW, 66.7m/s 84.5m/s and over | 937.3mb SSE, 33.3m/s SSE. 50.6m/s | 946.5mb NE. 27.0m/s WSW, 39.2m/s |
| Typhoon 7916 September, 1979 | 953.8mb SE. 47.2m/s SE. 66.9m/s | 972.2mb WNW. 17.6m/s WNW. 33.2m/s | 975.9mb ENE. 18.2m/s NNW, 31.7m/s |

れであり、台風災害は減り、集中豪雨による被害へと変わってきている。

各県名被害は「気象要覧」に群しく掲載されている。

謝 辞

本報告書をまとめるにあたって、終始ご指導して頂きました気象研究所台風研究部、山岬正紀第一研究室長、ならびに山下洋・横浜地方気象台長に謝意を表するとともに、データを提供して頂いた沖縄気象台・名瀬測候所・室戸岬測候所・種子島測候所・東京管区気象台・札幌管区気象台・気象衛星センター・気象庁予報課の関係官にお礼を申し上げます。

引用文献

- Agee, E. M., 1972: Note on ITCZ wave disturbances and formation of tropical storm Anna. *Mon. Wea. Rev.*, 100, 733-737.
- Chang, C. P., 1970: Westward propagating cloud patterns in the tropical Pacific as seen from time-composite satellite photographs. *J. Atmos. Sci.*, 27, 133-138.
- Collón, J. A. and staff, 1961: On the structure of hurricane Daisy (1958), National Hurricane Research Project, U.S.A. Weather Bureau, Report No. 48, 102pp.
- DiMego, G. J., and L.F. Bosart, 1982a: The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone. Part I : The observed fields and vertical motion computations, *Mon. Wea. Rev.*, 110, 385-411.
- , 1982b: The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclone. Part II : Moisture, vorticity and kinetic energy budgets., *Mon. Wea. Rev.*, 110, 412-433.
- Dvorak, V. F., 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, 103, 420-430.
- , 1982: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite visible or enhanced infrared imagery. (1982年5月、熱帯低気圧の観測と予報への衛星資料利用法のセミナー、タイ)。
- Frank, N. L., and P. J. Hebert, 1974: Atlantic tropical system of 1973. *Mon. Wea. Rev.*, 102, 290-295.
- Frank, W. M., 1977: The structure and energetics of the tropical cyclone, Part I : storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, 105, 119-1135.
- Frendell, F. E., 1974: Tropical cyclones. *Advances in Geophysics*, 17, 1-100.
- Furukawa, T., 1980: A study of typhoon rain-band with quantitized radar data. *J. Meteor. Soc. Japan*, 58, 246-261.
- Gentry, R. C., E. Rodgers, J. Steranka and W. shenk, 1980: Project tropical cyclone intensity using satellite-measured equivalent blackbody temperature of cloud top. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 445-455.
- Hamada, T., 1982: Representative height of GMS satellite winds. 気象衛星センター技術報告、第6号、35-47。
- Hasler, A. F., W.E. Shenk and W.C. Skillman, 1977: Wind estimates from cloud motions: Results from phase I, II and III of an in situ aircraft verification experiment. *J. Appl. Meteor.*, 16, 812-815.
- Hawkins, H. F. and D. T. Rubsam, 1968 a: Hurricane Hild 1964; I. genesis, as revealed by satellite photographs, conventional and aircraft data, *Mon. Wea. Rev.*, 96, 428-452.
- , 1968 b: Hurricane Hild 1964, II. structure and budgets of the hurricane on October 1, 1964. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 617-637.
- , 1968 c: Hurricane Hild 1964; III. degradation of the hurricane, *Mon. Wea. Rev.*, 96, 701-707.
- Hawkins, H. F. and S.M. Imbembo, 1976: The structure of a small, intense hurricane, Inez 1966, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 418-442.
- 気象庁; 1984: 気象衛星資料の予報への利用、熱帯じょう乱、83-113。
- 木場博文、1984: V. F. Dvorak氏による衛星画像からの熱帯低気圧の強度推定方法の手順と応用例、気象衛星センター技術報告、第9号、

- 39—56。
- 黒田雄紀、1981：20°N帯の波動と対流雲バンド。
気象衛星センター技術報告、4、21—42。
- Malkus, J. S. and H. Riehl, 1960: On the dynamics and energy transformation in steady state Hurricanes, *Tellus*, 12, 1—20.
- Matano, H. and M. Sekioka, 1971a: On the synoptic structure of typhoon Cora, 1969, as the compound system of tropical and extratropical cyclones, *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 282—295.
- , 1971 b: Some aspects of the extratropical transformation of a tropical cyclone, *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 736—743.
- Miller, B. L., 1958: Rainfall rates in Florida hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, 86, 258—264.
- 村松照男、1982 a：台風7916 (OWEN) の成熟期の構造、天気、29、1115—1128。
- 、1982 b：成熟した台風の温帯低気圧化の過程について、天気、29、1199—1212。
- 、1983 a：台風の温帯低気圧化の過程における移動速度の変化、天気、30、447—460 (468)。
- 、1983 b：洞爺丸台風の温帯低気圧化について、天気、30、462—468。
- Muramatsu, T., 1983: Diurnal variation of satellite-measured T_{BB} areal distribution and eye diameter of mature typhoons, *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 77—90.
- 中島暢太郎、光田寧、後町幸雄、田中正紹、藤井健、文字信貴、1980：台風7916について。京都大学防災研究所年報、第23号、87—111。
- Reed, R. J. and E. E. Recker, 1971: Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. *J. Atmos. Sci.* 28, 1117—1133.
- Sadler, J. C., 1976: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. *Mon. Wea. Rev.* 104, 1266—1278.
- , 1978: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. *Mon. Wea. Rev.* 106, 1137—1152.
- Sakakibara, H. and T. Takeda, 1973: Modification of Typhoon 7002 rainfall by orographic effect. *J. Meteor. Soci. Japan*, 51, 155—167.
- Sekioka, W., 1956: A hypothesis on complex of tropical and extratropical cyclones for typhoon in the middle latitude, I. synoptic structure of typhoon Marie passing over the Japan Sea, *J. Meteor. Soci. Japan*, 34, 276—287.
- , 1970: On the behavior of cloud patterns as seen on satellite photographs in the transformation of a typhoon into an extratropical cyclone, *J. Meteor. Soci. Japan*, 48, 224—233.
- Shenk, W. E. and E. B. Roders, 1978: Nimbus 3/ATS3 observations of the evolution of hurricane Camille, *J. Appl. Met.*, 17, 458—476.
- 島田健司、内田雅夫、1982：GMSによって測定された等価黒体温度 (T_{BB}) を利用した台風の強さの予測 (I)。気象衛星センター技術報告、No 6、1—10。
- Shimamura, M., 1981: The upper-tropospheric cold lows in the North western Pacific as revealed in GMS satellite data. *Geophys. Mag.* 39, 119—155.
- , 1982: An application of GMS satellite data in the analysis of the upper cold low in the western north Pacific. *Geophys. Mag.*, 40, 113—152.
- Shimizu, N., 1983: Westward propagation of upper tropospheric wind disturbances during the mid-season typhoon development of 1979. *Geophys. Mag.*, 40, 297—311.
- Staff Members, Division of meteorology, Tokyo university, 1969: Precipitation bands of typhoon Vera in 1959 (part I). *J. Meteor. Soci. Japan*, 47, 298—309.
- , 1970: Precipitation bands of Typhoon Vera in 1959 (part II). *J. Meteor. Soci. Japan*, 48, 103—117.
- 杉浦茂、普世泰吉、1971：台風に伴う雨量予想の計算プログラムについて。研究時報、23、21—28。
- 武田京一、元田雄四郎、1965：台風降雨帯の地形による影響、天気、12、371—376。
- 立平良三、1976：雨滴成長を考慮した地形性降雨

の計算。天気、23、95—100。

Williams, K. T. and W. M. Gray, 1973: Satellite-observed trade wind cloud clusters in the western north Pacific. *Tellus*, 25, 313—326.

Yanai, M., 1961: A detailed analysis of typhoon formation. *J. Meteor. Soci. Japan*, 39, 187—214.

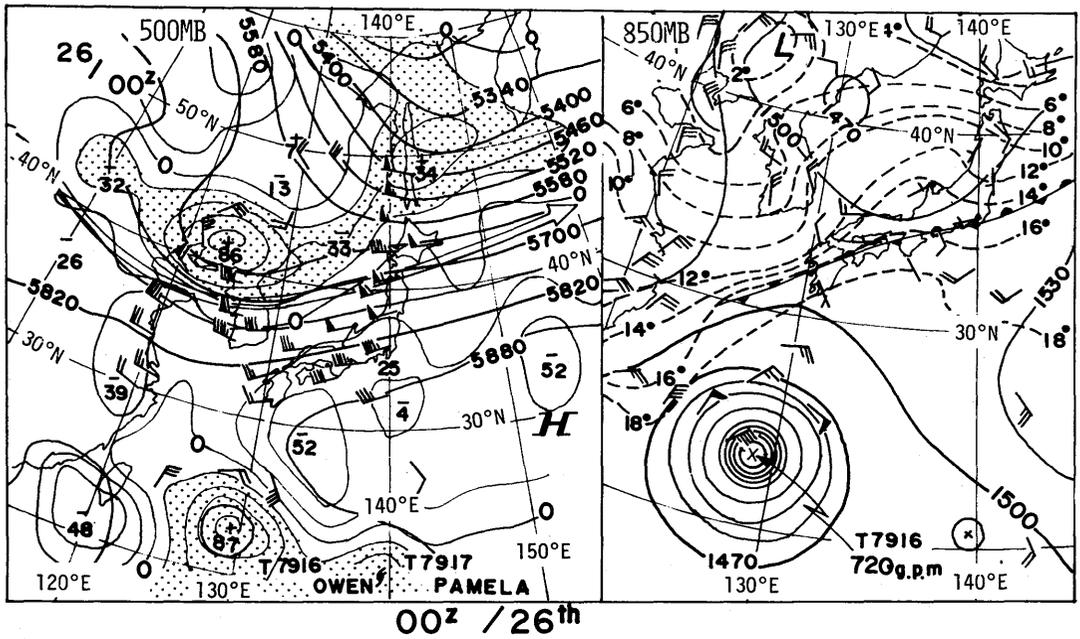


図 A.1 : 500MB 天気図、高度場、風速場、 ζ 度 (正領域は点彩)、白矢印は300mb jet 軸; 及び850mb の高度場、温度場。26日00^Z。

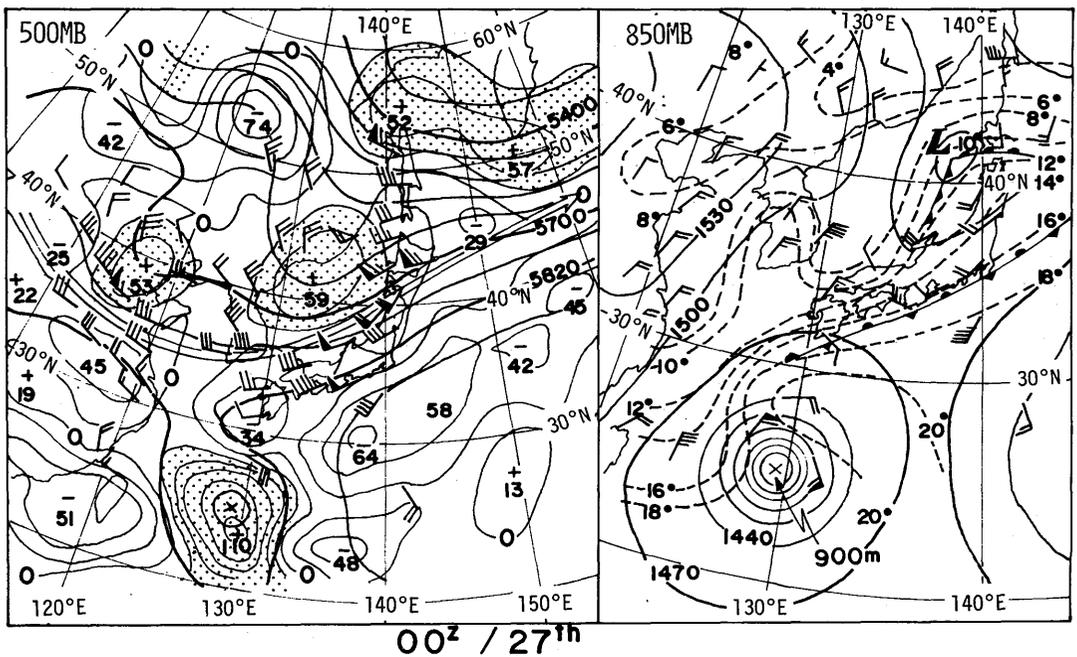


図 A.2 : 27日00^Zの、500MB 及び850MB 天気図、説明は図 A.1と同じ。

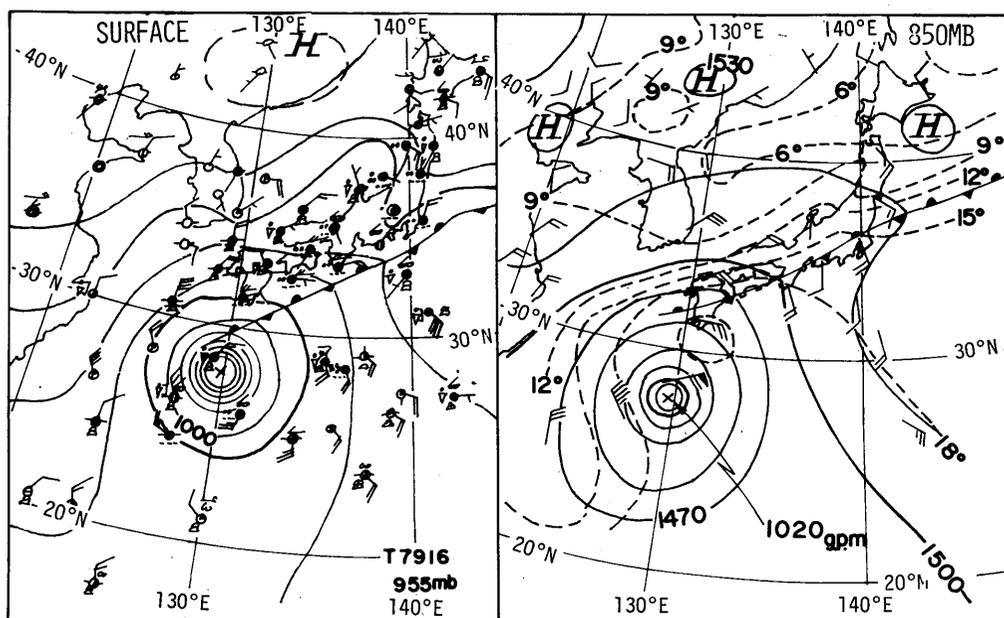
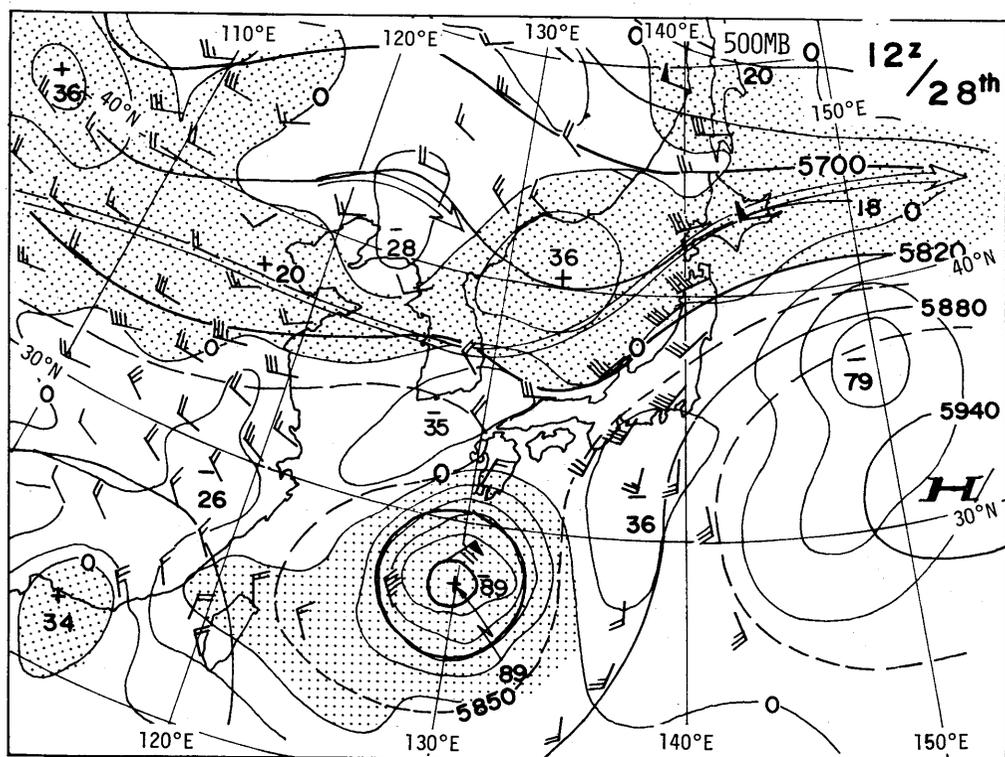


図 A. 4 : 28日12^z の500MB、850MB、地上天気図。

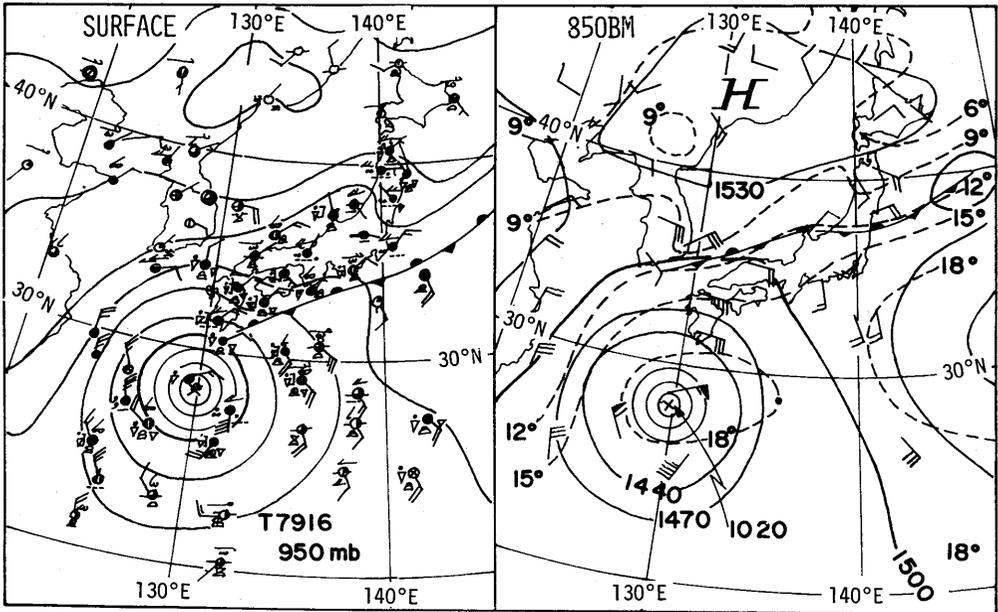
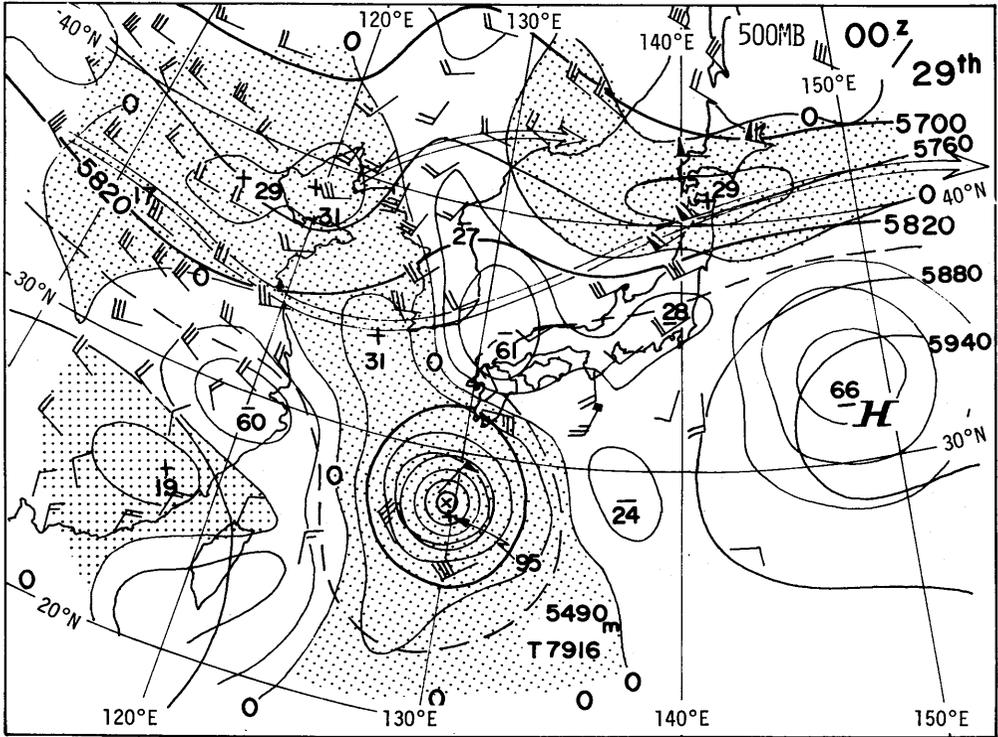


図 A.5 : 29日00z の500MB、850MB、地上天気図。

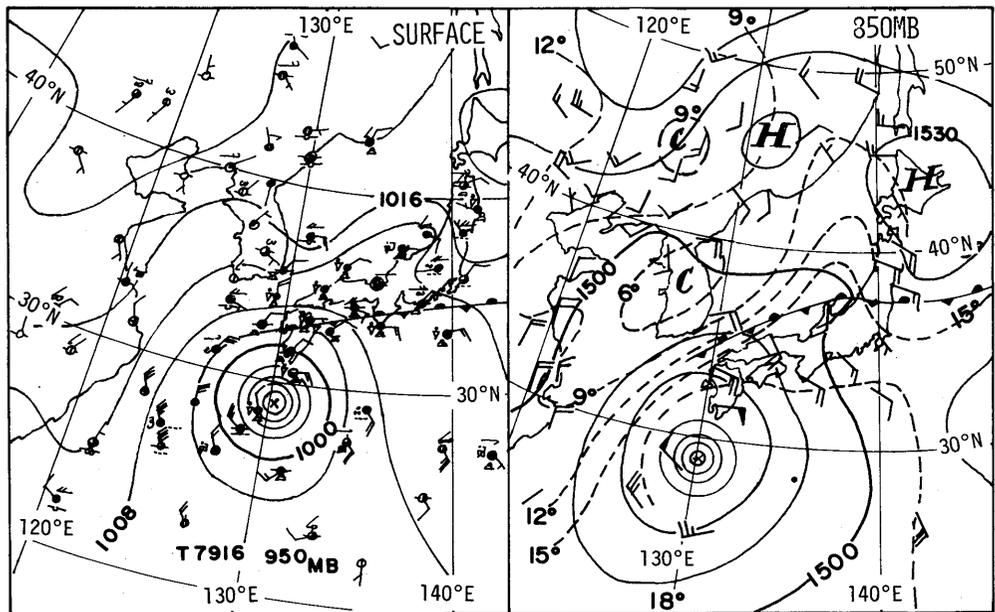
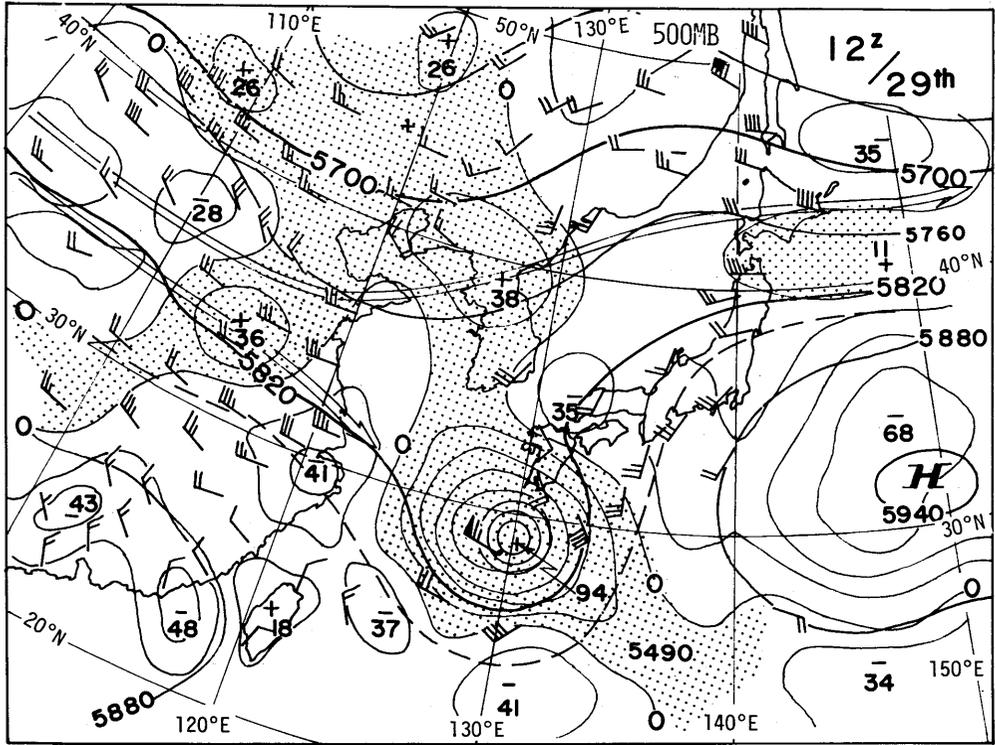


図 A. 6 : 29日12^z の500MB、850MB、地上天気図。

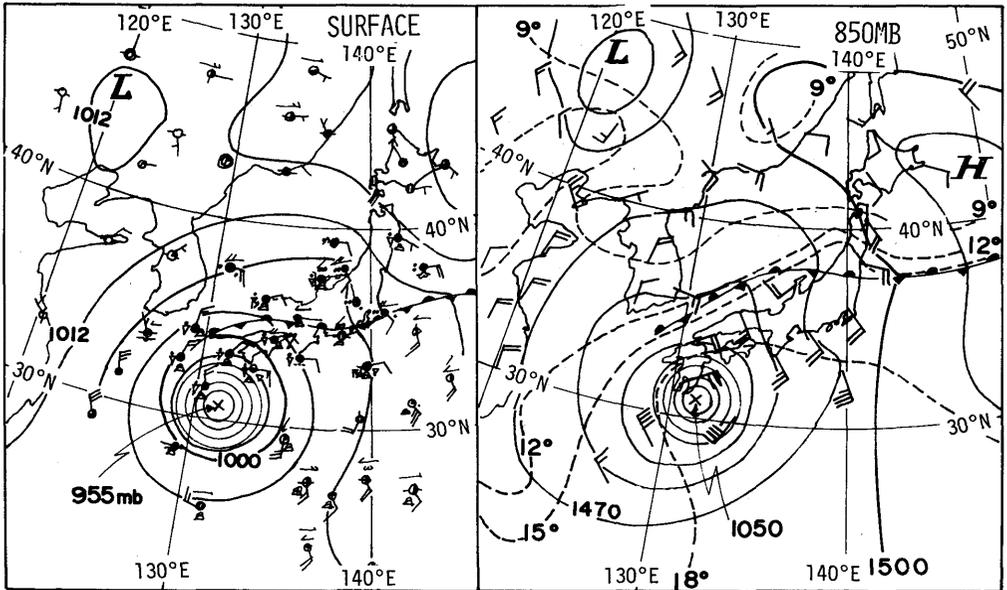
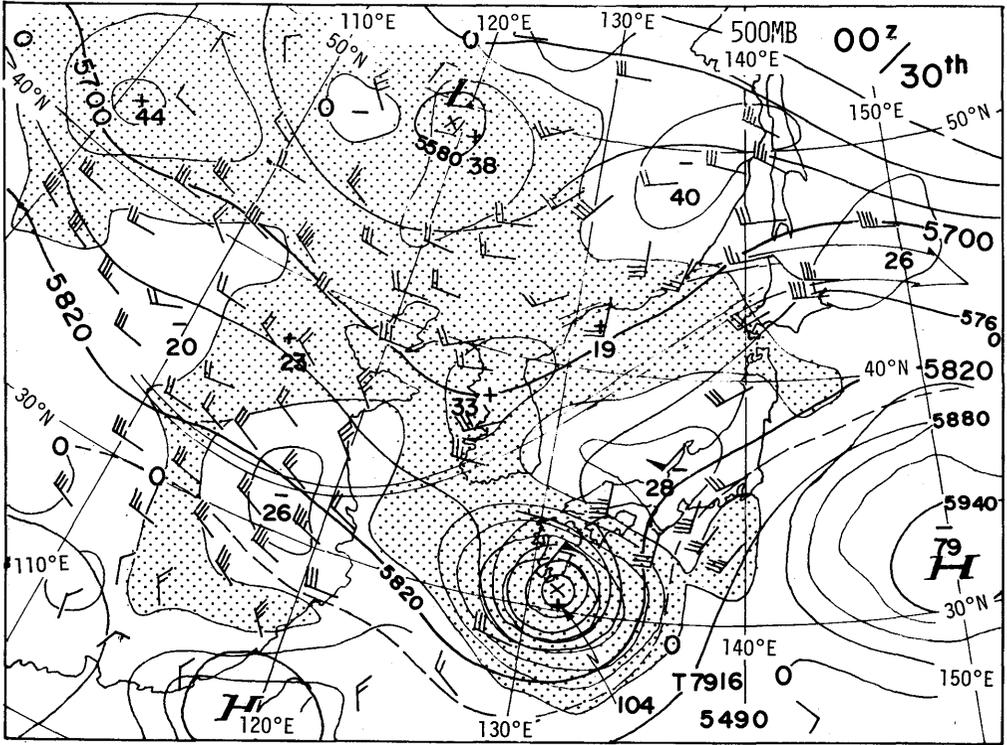


図 A.7 : 30日00^z の500MB、850MB、地上天気図。

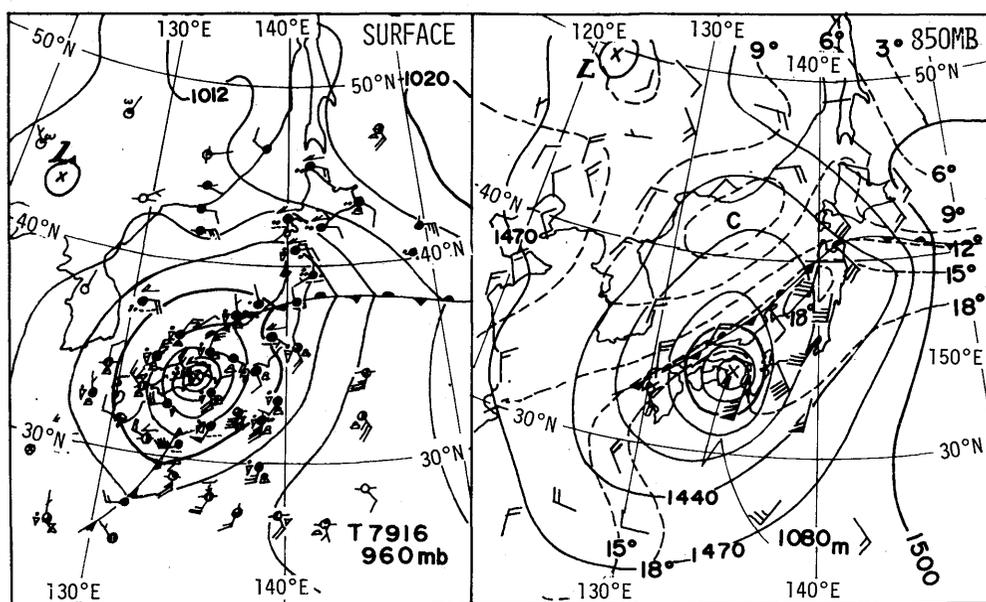
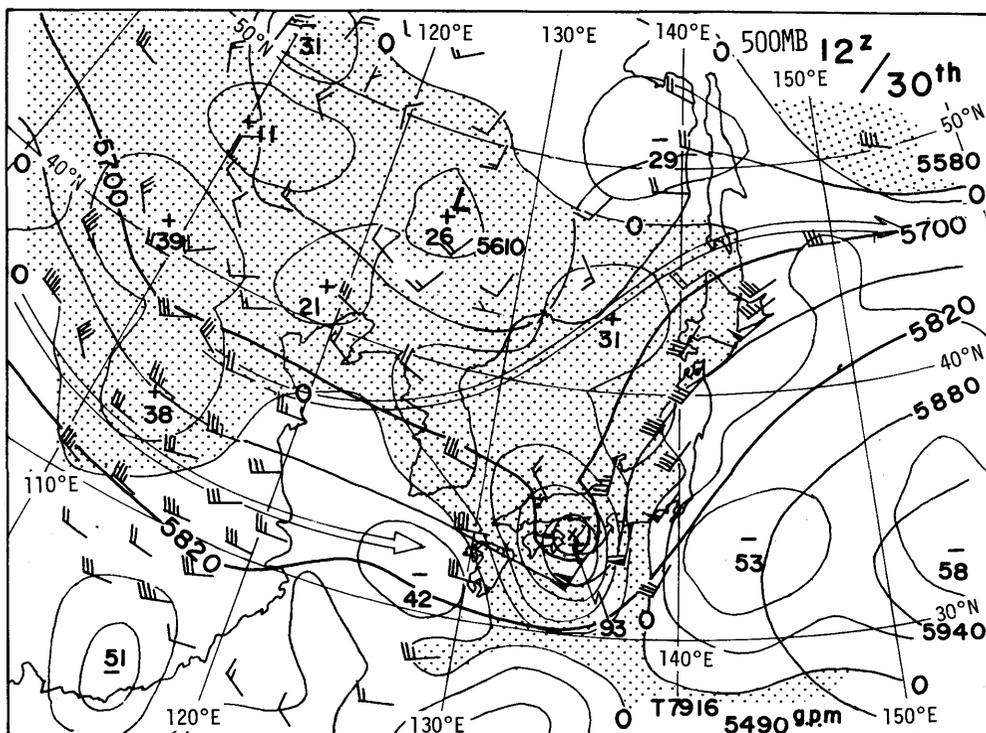


図 A.8 : 30日12^z の500MB、850MB、地上天気図。

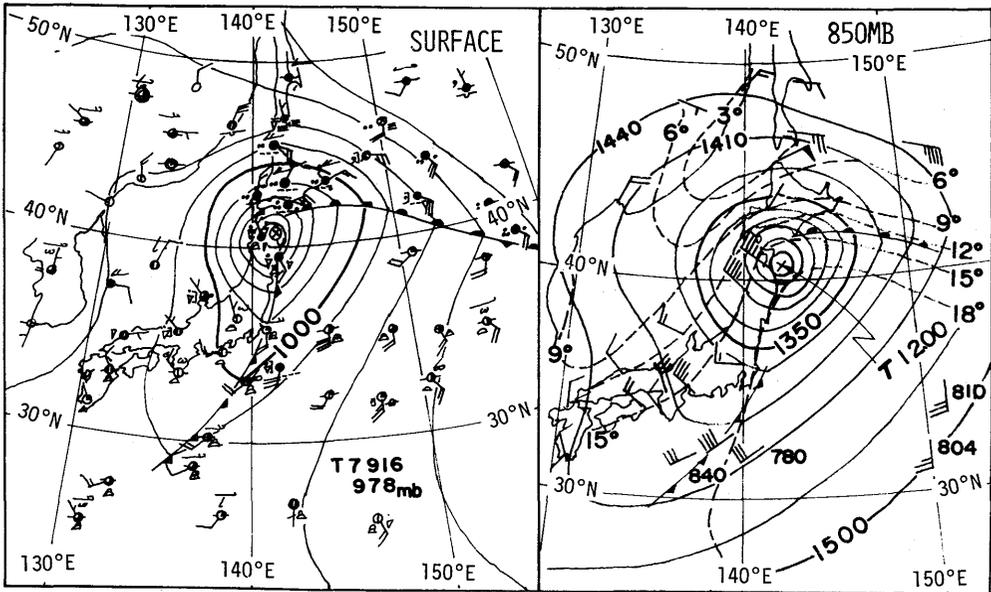
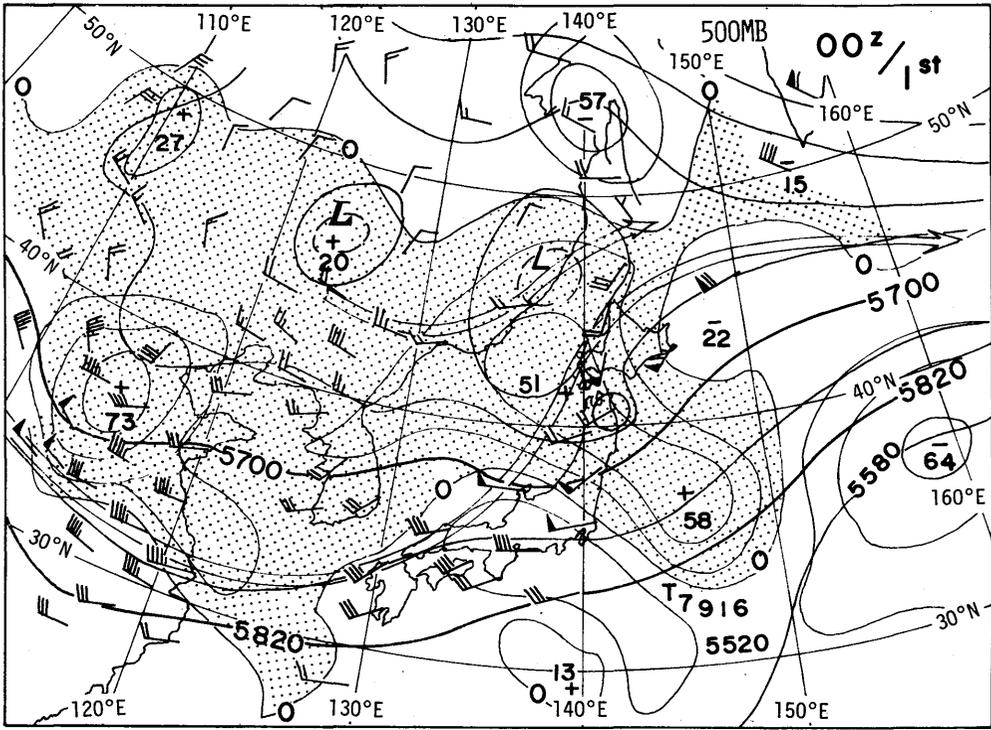


図 A.9 : 1日00z の500MB、850MB、地上天気図。

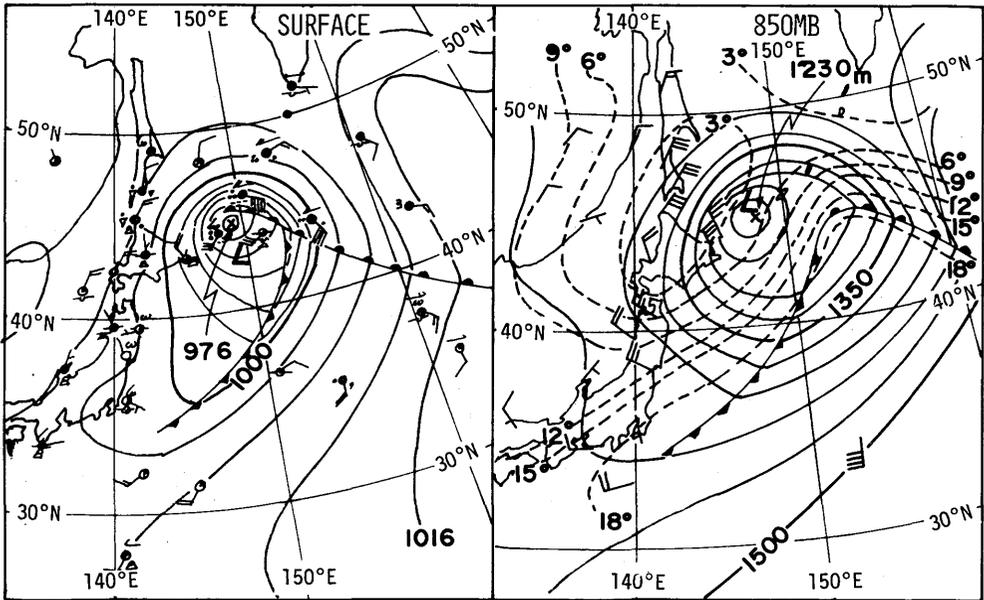
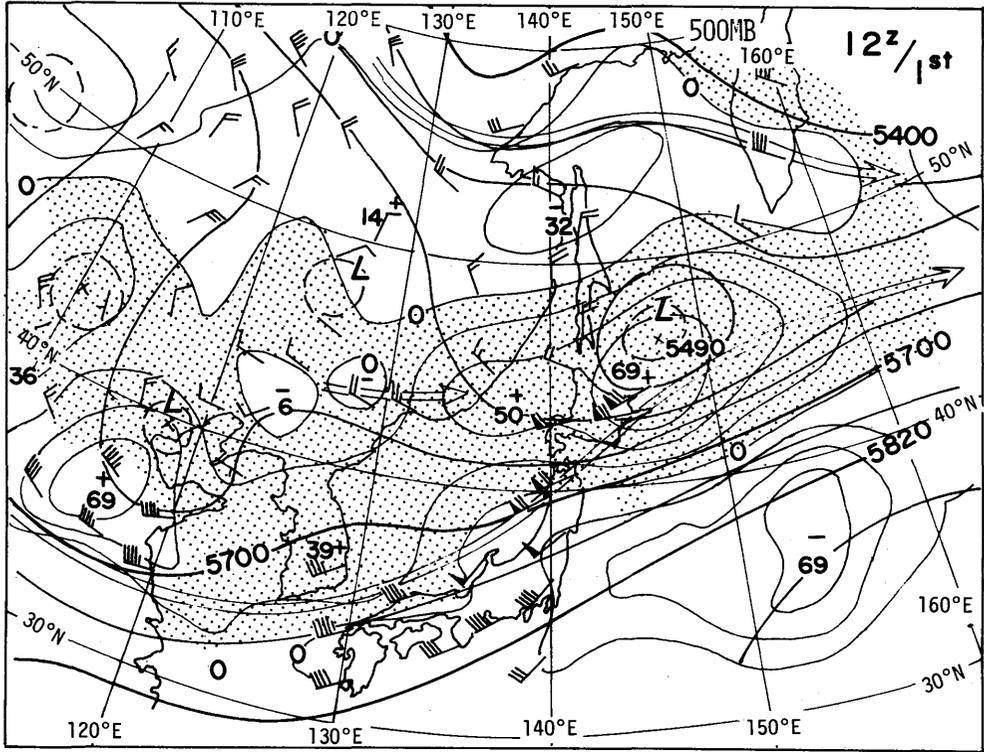


図 A.10 : 1日12^z の500MB、850MB、地上天気図。

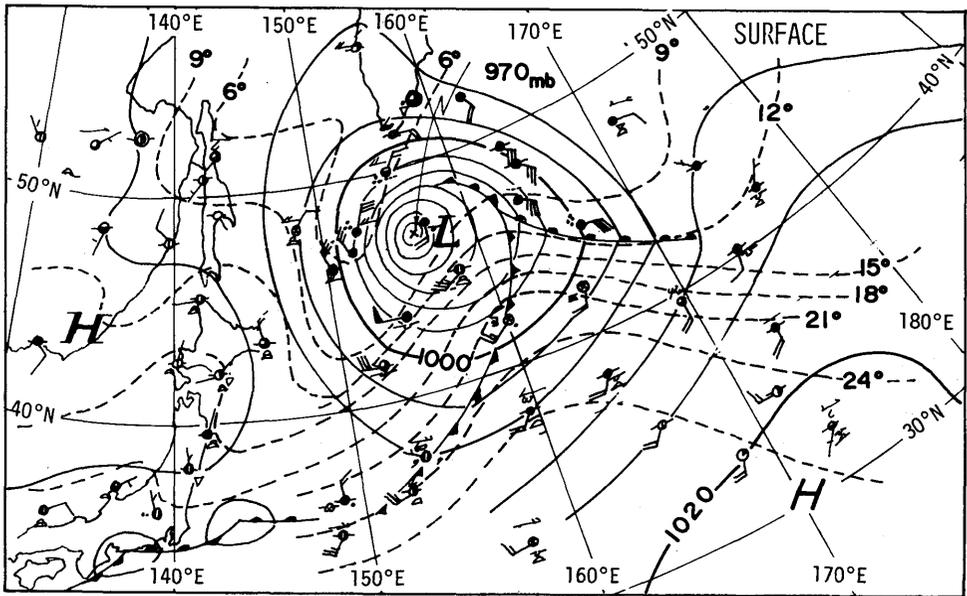
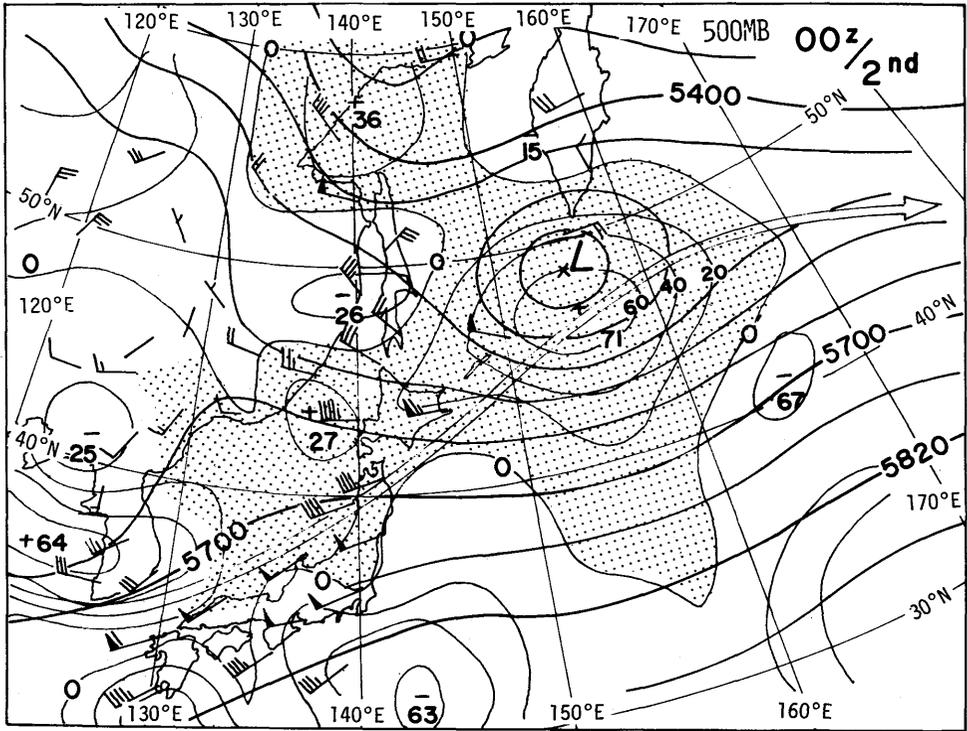


図 A.11 : 2日00^z 500MB 及び地上天気図。

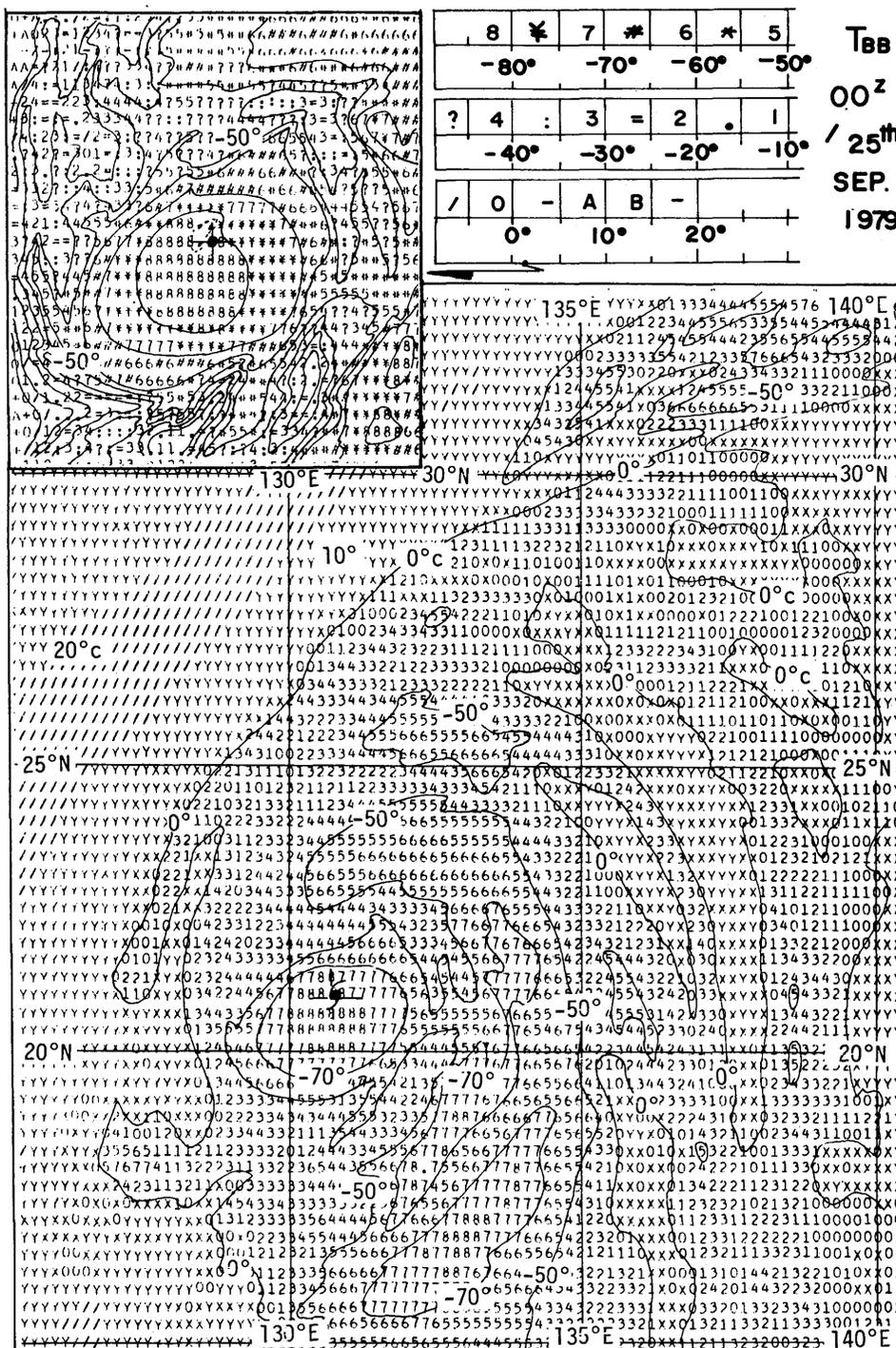


図 A.12 : T_{BB} (相当黒体温度) 分布、25日00^z、図中、符号の 8、7、6、……、2、1、0 はそれぞれ T_{BB} ≤ -80°C、T_{BB} ≤ -70°C …… T_{BB} ≤ -10°C、T_{BB} ≤ 0 の温度を示す。左上図は、台風中心から 2.5° の矩形 (5° × 5°) の詳図。温度対応は右の図。

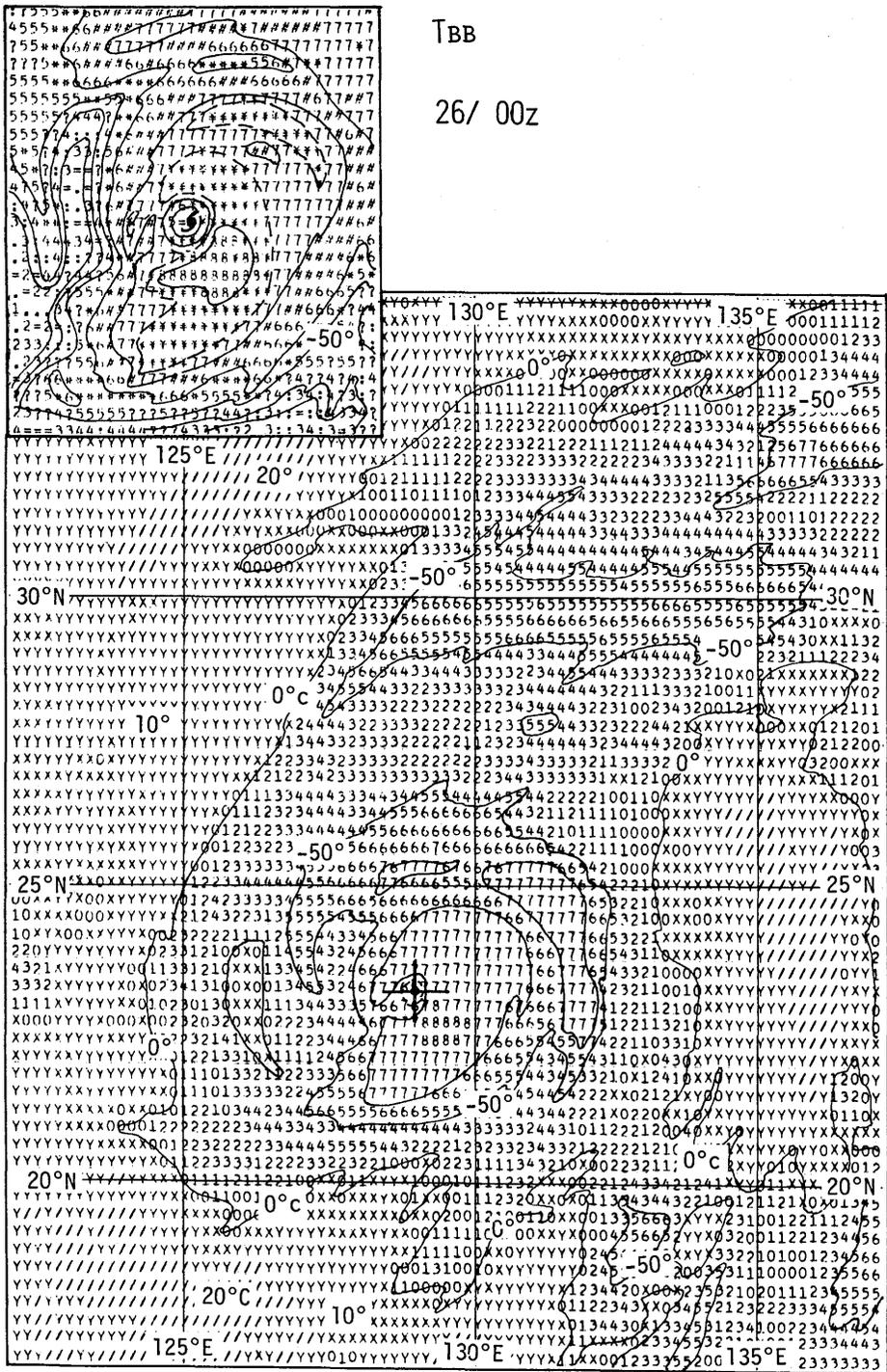
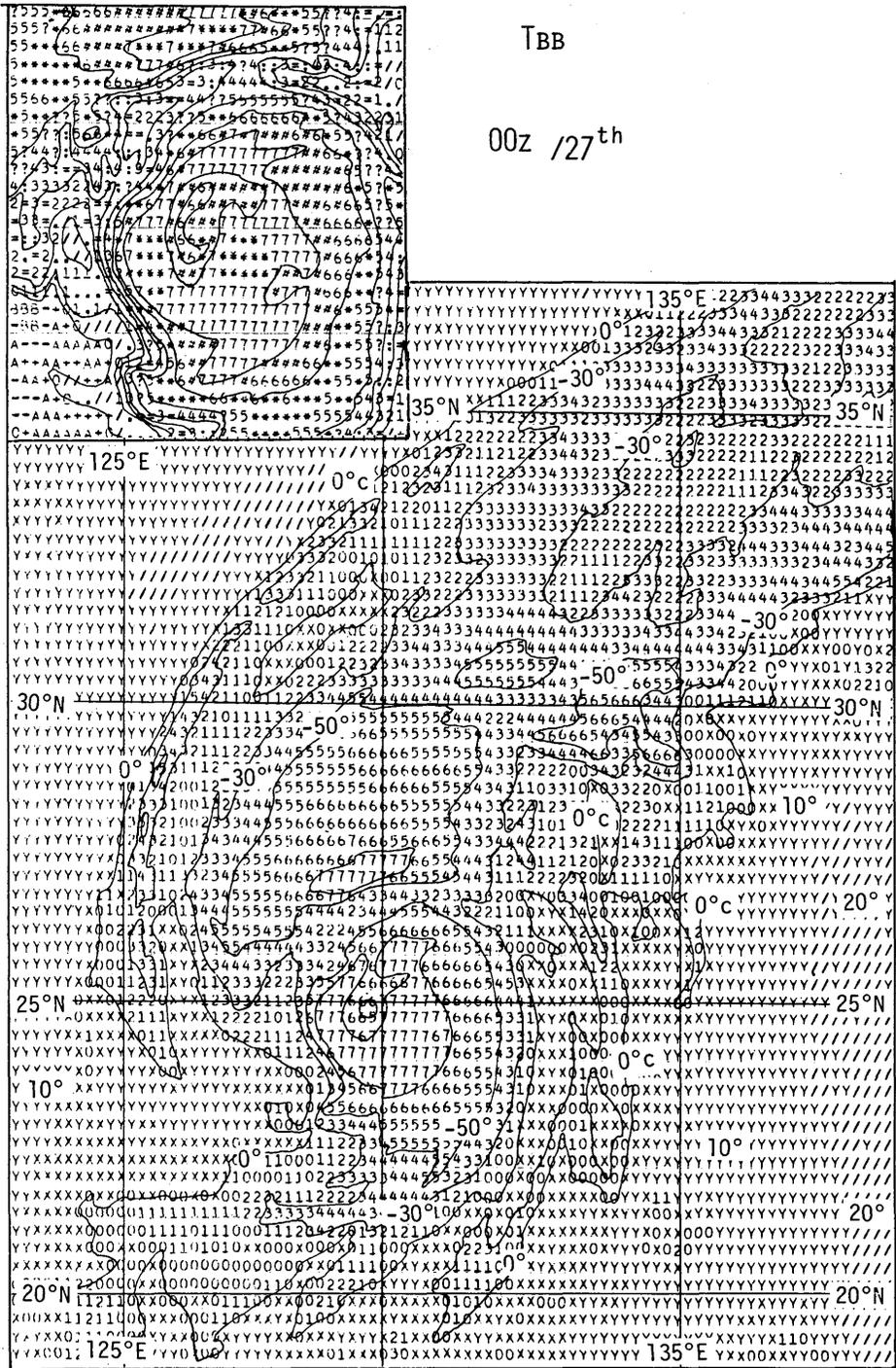


図 A.13：中心気圧極小期の T_{BB} 分布、26日00z；図の説明は図 A.12と同じ。



TBB

00z /27th

图 A.14 : T_{BB} 分布、27日00^z。

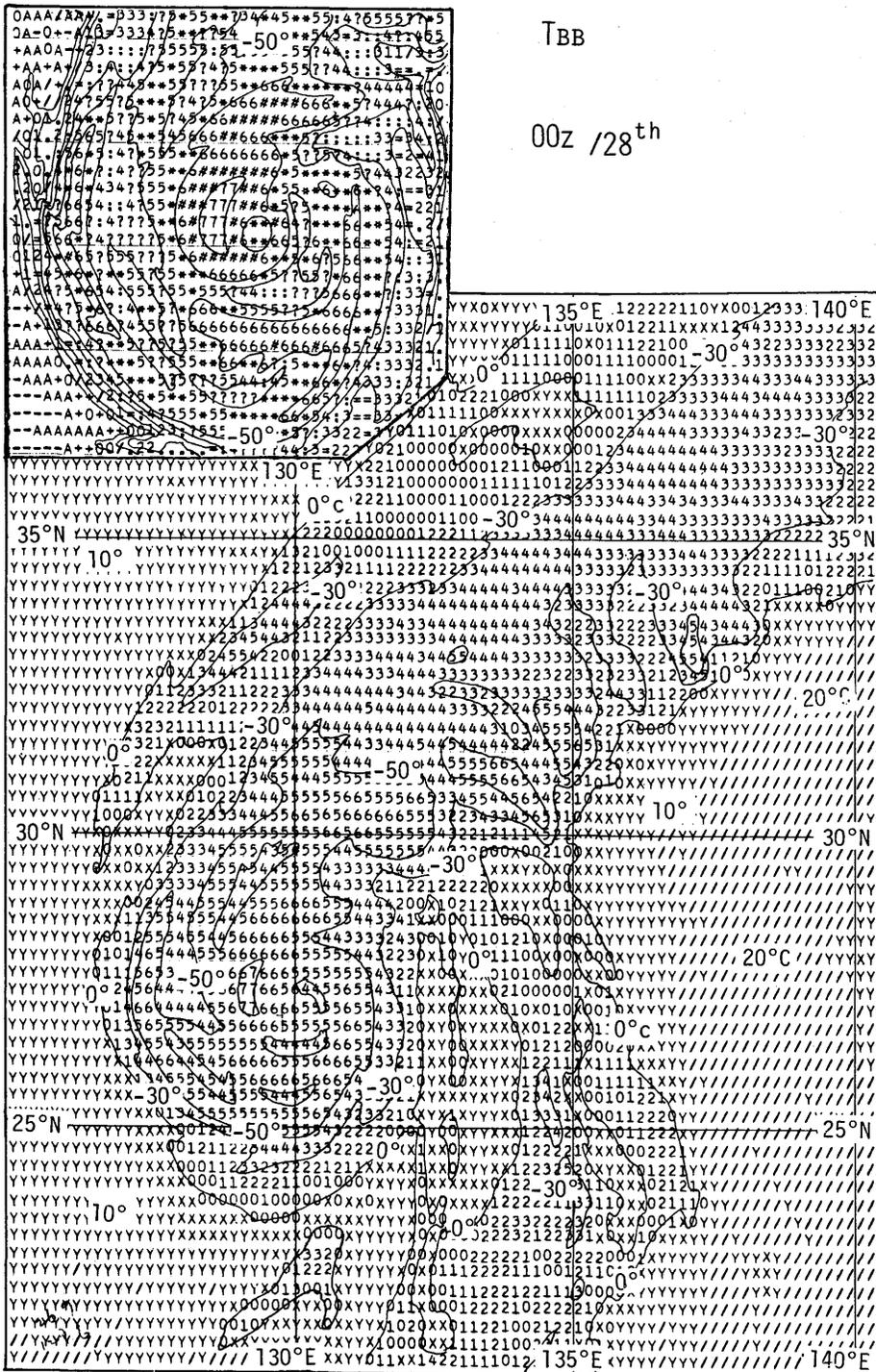


图 A.15 : T_{BB} 分布、28日00^z。

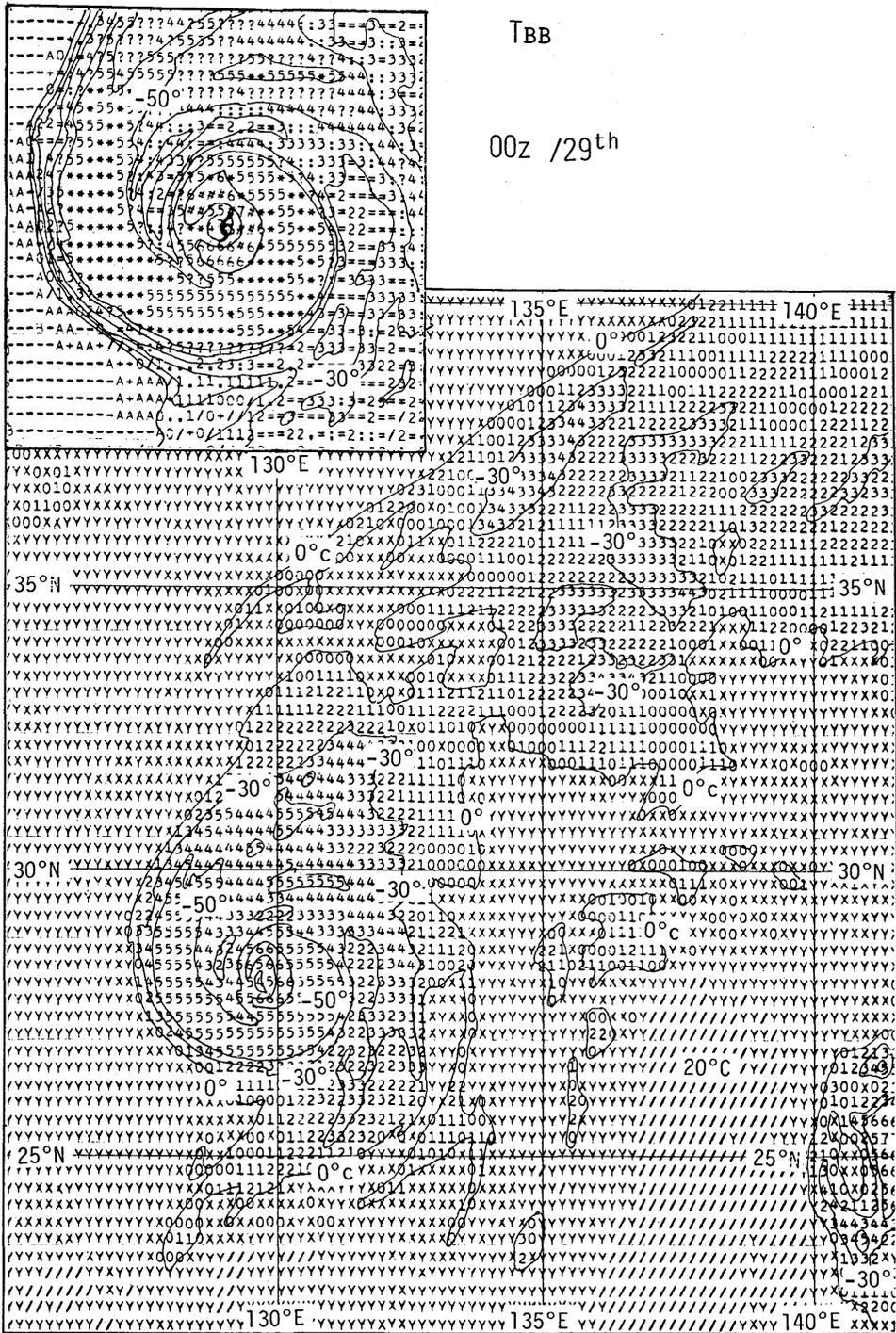


図 A.16 : 成熟期における T_{BB} 分布、29日00z。

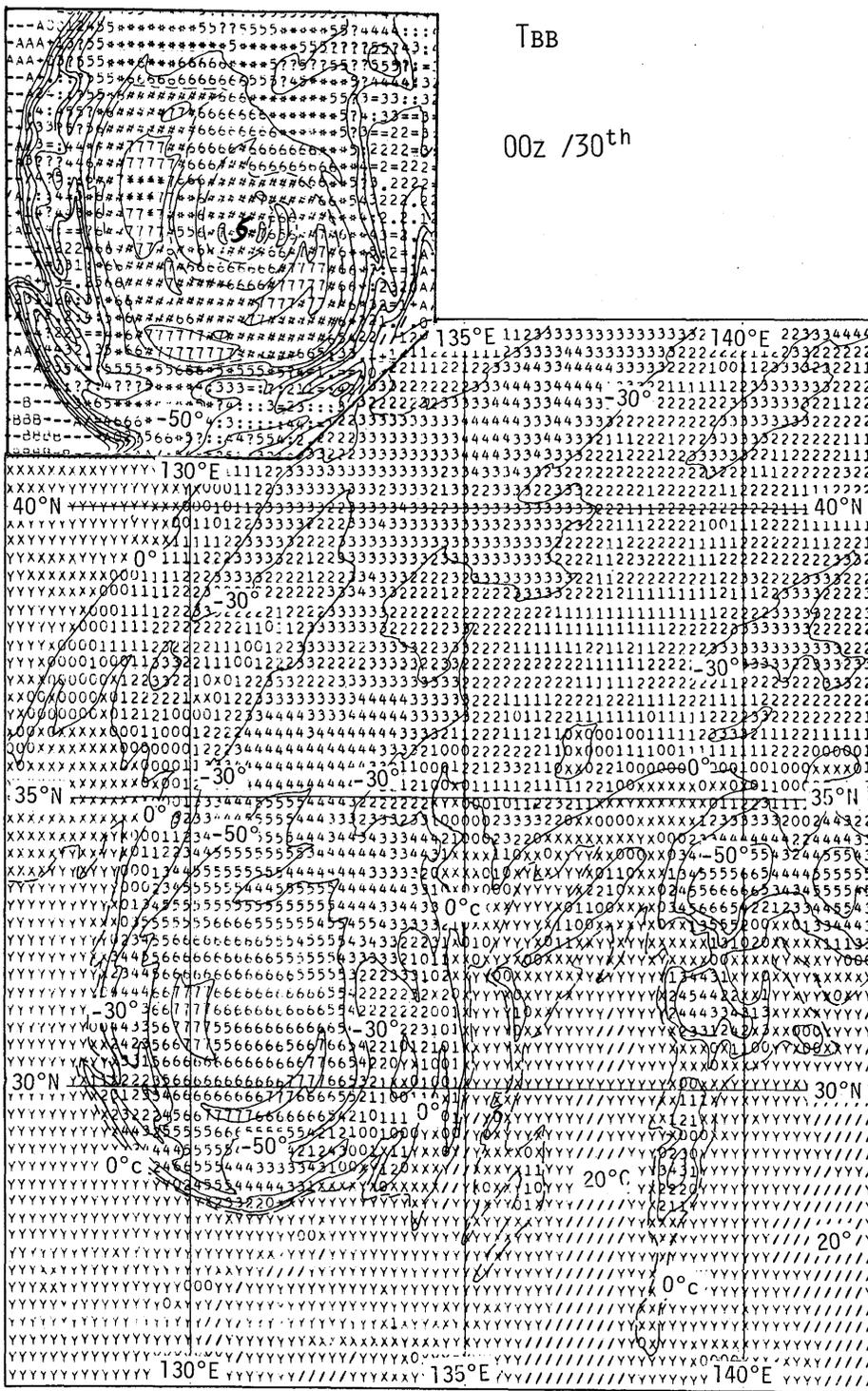


図 A.17 : T_{BB} 分布、30日00z、転向開始。

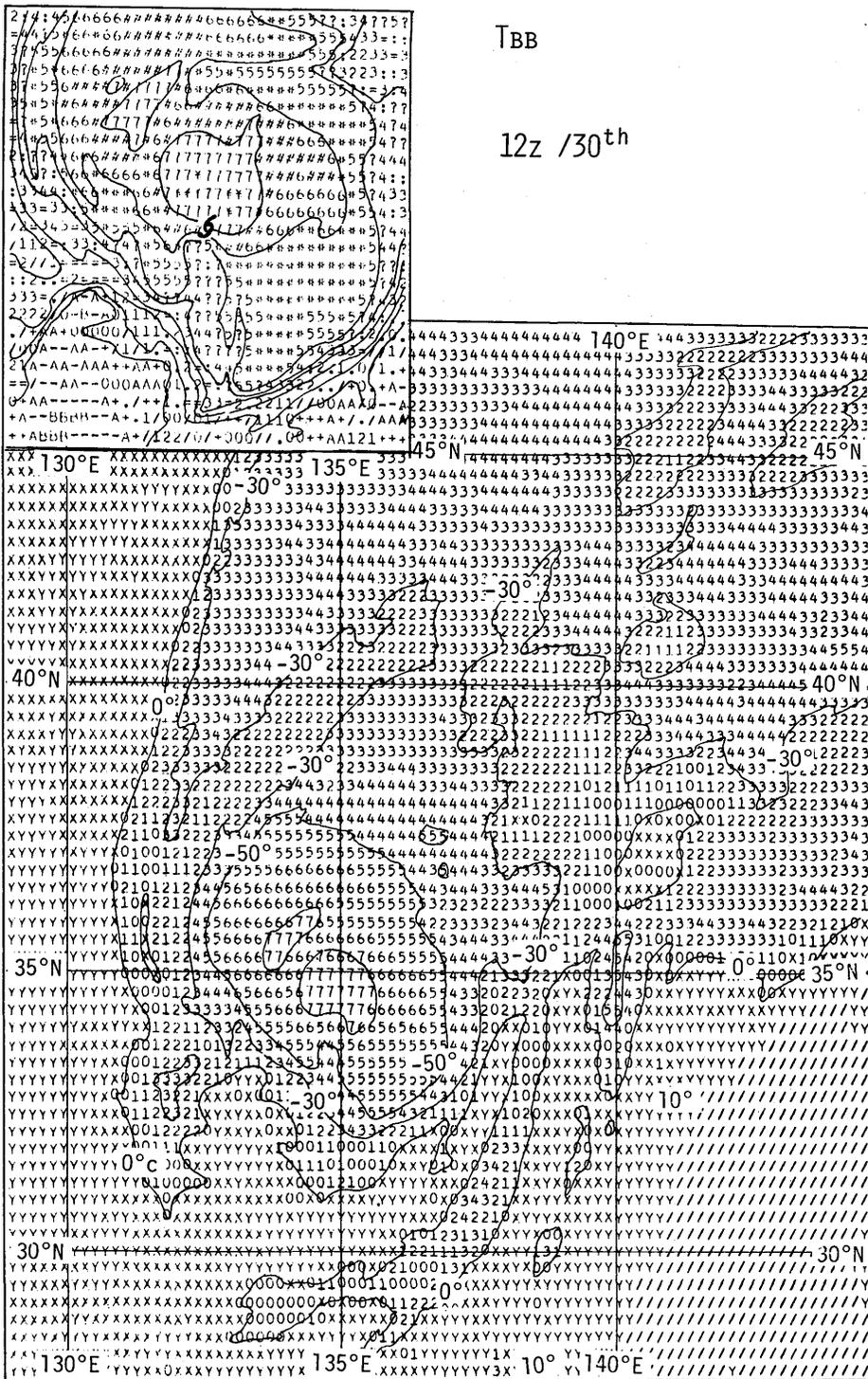


图 A.18 : T_{BB} 分布, 30日12z.

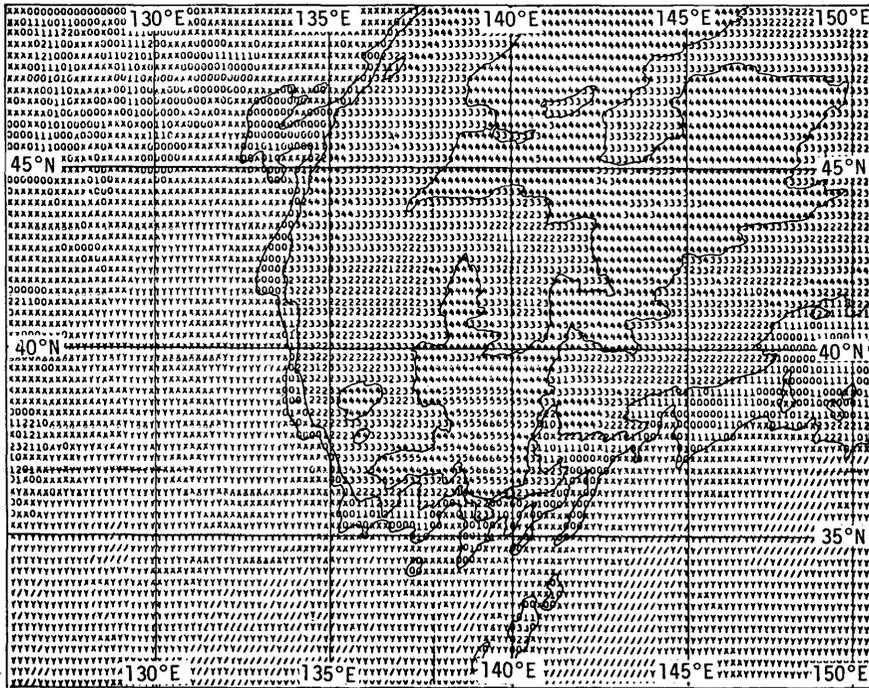


図 A.19：急激な温低化期の T_{BB} 分布、30日18⁰⁰Z

TBB 1ST 00Z

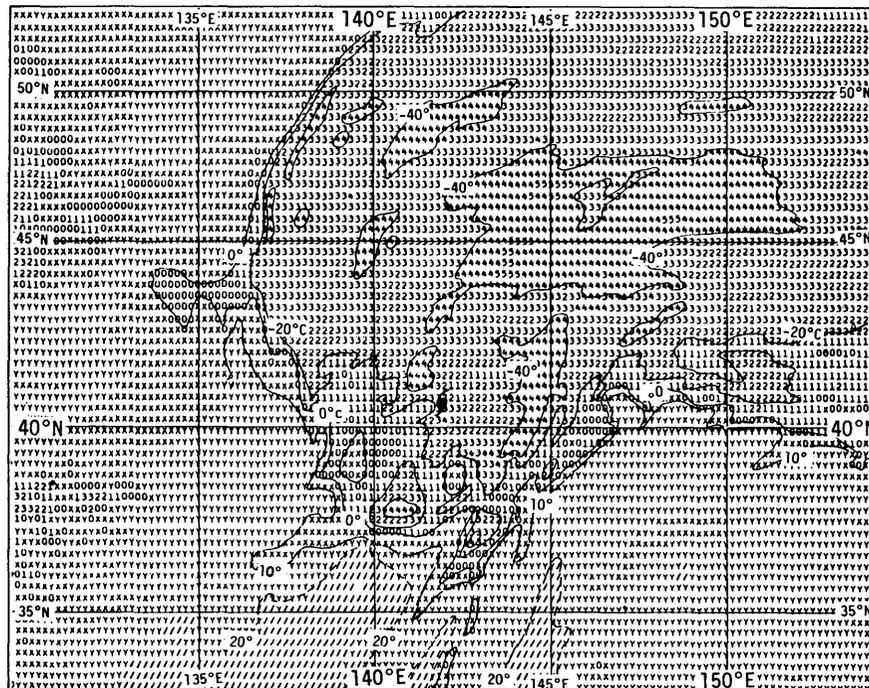


図 A.20：温低化完了直前の T_{BB} 分布、10月1日00⁰⁰Z

TBB 1ST 06z

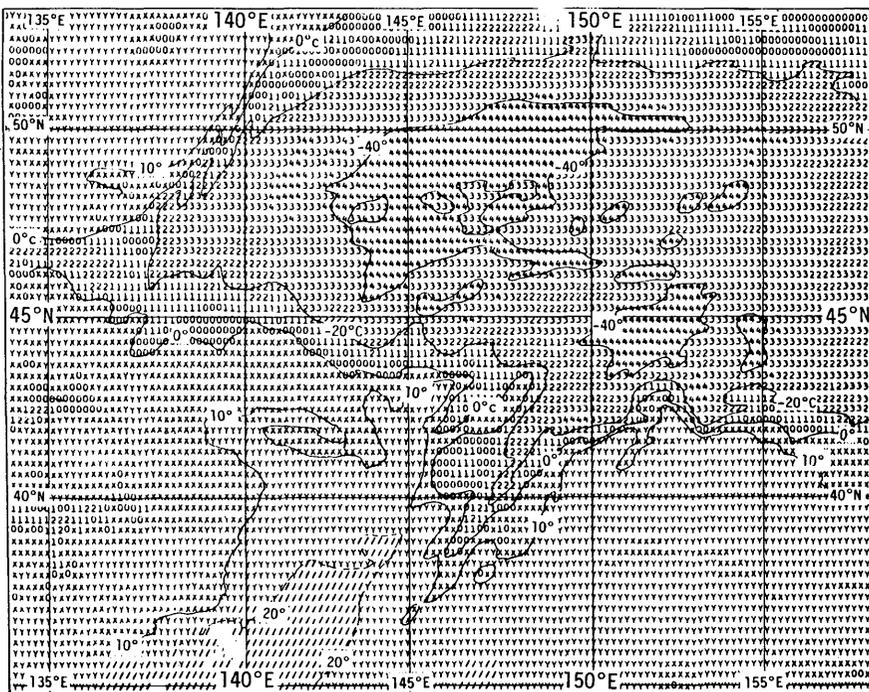


図 A.21 : 温低化完了時の T_{BB} 分布、1 日 06z。

TBB 1ST 12z

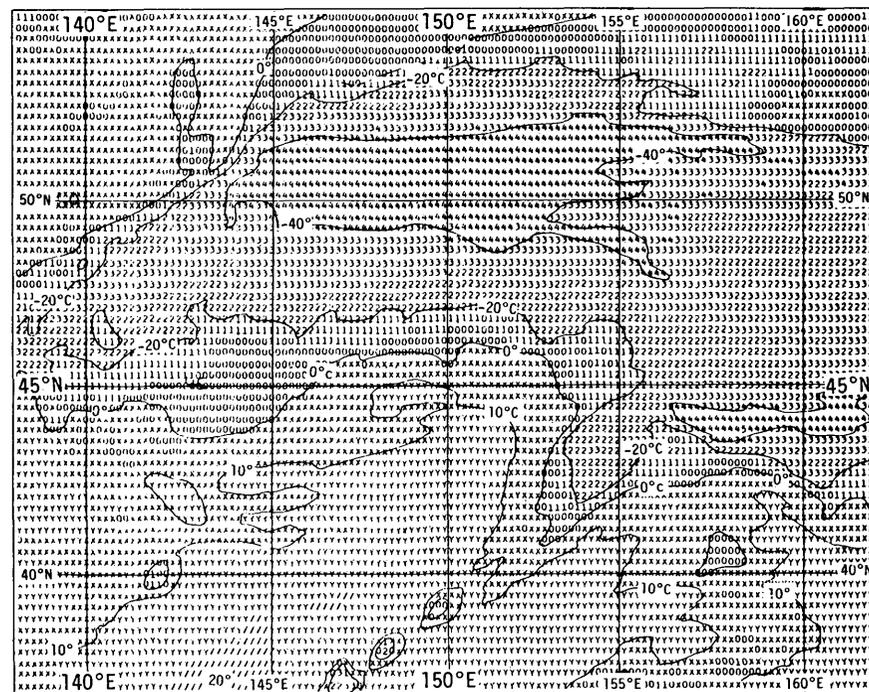


図 A.22 : 閉塞期の温帯低気圧の T_{BB} 分布、1 日 12z。

気 象 研 究 所

1946 (昭和21年) 設立

所 長 : 理 博 竹 内 清 秀

| | | |
|---------|-------|-------------|
| 予報研究部 | 部 長 : | 吉 田 泰 治 |
| 台風研究部 | 部 長 : | 理 博 相 原 正 彦 |
| 物理気象研究部 | 部 長 : | 理 博 岡 林 俊 雄 |
| 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 嘉 納 宗 靖 |
| 地球化学研究部 | 部 長 : | 秋 山 勉 |

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 近 藤 洋 輝 伊 藤 朋 之
吉 川 友 章 青 柳 二 郎 岡 田 正 實
遠 藤 昌 宏 小 寺 邦 彦 伏 見 克 彦

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60年3月30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 茨城県新治郡桜村天久保2—11—20

株式会社 イセブ