

北西太平洋の亜熱帯低気圧とその強度推定について

A research on subtropical cyclone in Western North-Pacific and intensity estimation for them.

藤田由紀夫¹⁾、菊地 正²⁾、中鉢幸悦³⁾、上野忠良⁴⁾
長谷川洋平¹⁾、田口晴夫⁵⁾

**Yukio Fujita, Tadashi Kikuchi, Koetsu Chubachi, Tadayoshi Ueno,
Youhei Hasegawa and Haruo Taguchi**

Abstract

In subtropical Western North-Pacific, tropical cyclones with extraordinary cloud patterns are sometimes observed. A research on features of these tropical cyclones is carried to reveal their structure.

The extraordinary cloud patterns may bring wrong intensity estimation by Dvorak's method. Therefore, an applicability of Dvorak's method to such cyclones is also investigated.

Following points are revealed by this research.

- (1) Cumulonimbuses are seen in areas of far north and east of their centers rather than their centers.
- (2) Some of these cyclones have cold cores around their centers and some relate to fronts and troughs of short waves.
- (3) According to satellite derived low level wind, many of these cyclones have their maximum speed, not near their centers, but at the distance of 400-600km from their centers.
- (4) Dvorak's method underestimates the intensity of these cyclones.

1. はじめに

1988年の夏には、北緯25～30度の日本のすぐ南の海上で弱い台風が多く発生した。これらの台風はその発生域が比較的高い緯度帯（亜熱帯域）であるほか、衛

星から見た台風の雲パターンも中心付近に多くの活発な積乱雲（Cb）を持つ通常の台風と異なっていた。

これらは通常の台風ではなく、亜熱帯低気圧ではないかという疑問が出された。これらが亜熱帯低気圧であるとするならば、台風解析作業上、その発生と構造

1) 気象衛星センター解析課, 2) 気象庁予報課
3) 熊谷地方気象台防災業務課, 4) 宇都宮地方気象台技術課
5) 気象衛星センターシステム管理課
(1995年2月10日受領, 1995年2月22日受理)

の理解は重要なことである。また、このように雲パターンの異なる擾乱に熱帯低気圧の強度推定法であるドボラック法 (Dvorak, 1984) を適用することが妥当であろうかという点も問題となってくる。

亜熱帯低気圧の発生と構成はまだ十分にわかっていない。しかし、北西大西洋域では発生数やデータが比較的多いためにある程度の調査がなされている (Spiegler, 1971, Erickson, 1967, Simpson and Pelissier, 1971)。また、北東太平洋ではハワイに強い風雨をもたらすコナストームが亜熱帯低気圧であるとされている (Simpson, 1952) し、Cochran (1976) による事例報告もなされている。

Simpson (1952) によると、コナストームは低気圧性循環を次第に下層に及ぼしていく上層寒冷低気圧 (以下、UCL) に関係しており、その構造の特徴として、最初は中心付近は寒気核となっており、風速と降水量は中心から離れるほど大きく中心から400~1000kmの所にその最大があることを挙げている。そして、この低気圧は発達するにつれて暖気核と中心ほど大きい風と降水量を持つという熱帯低気圧的特徴を持ち始めると述べている。

一方、Erickson (1967) は潜熱のエネルギーと共に傾圧性をエネルギー源として発達した低気圧について報告している。この種の低気圧は先に述べたコナストームとは発生原因が異なっており、その名称も熱帯と温帯の両方の性質を備えていることから混成低気圧と呼ばれている。混成低気圧が発達する時はその時の総観場の状況により、発達した温帯低気圧となったり、発達した熱帯低気圧になったりする。

このように亜熱帯域に発生する純粋に温帯的でも熱帯的でもない低気圧についてその成因や名称は単純ではない。WMO ではこのような低気圧に亜熱帯低気圧という名称を与え、その定義を次の二項目としている (WMO, 1977)。

(1) 小さな暖気核を持ち、前線上の波動としてあるいは上層寒冷谷の東に発生する。

(2) 小さな暖気核を持ち、寒冷低気圧の中で発生す

る。

先に述べたコナストームは(2)、混成低気圧は(1)の定義にあてはまる。なお、この定義では暖気核を持つとなっているが、多くの調査で寒気核を特徴として挙げている。

上記のように擾乱としての特徴が熱帯低気圧と異なることから、アメリカの海洋大気庁 (NOAA) では熱帯低気圧と亜熱帯低気圧を区別して情報を出している。また、亜熱帯低気圧の雲パターンが通常の熱帯低気圧と異なることから、その強度推定も亜熱帯低気圧専用の方法である Hebert-Poteat 法 (以下、HP 法) を開発、使用している (Hebert and Poteat, 1975)。Hebert and Poteat (1975) は発生時の総観場の状況毎に亜熱帯低気圧の雲パターンの発達の様子を示し、各雲パターンについて擾乱の強度を示す ST 数を決定している。この ST 数はドボラック法の T 数に相当するものである。

このように、北西大西洋、北東太平洋ではある程度調査がなされている。一方、わが国の位置する北西太平洋では、グアム島にあるアメリカの統合台風警報センター (JTWC) が HP 法を北西太平洋の亜熱帯の擾乱に適用しているとはいうものの、亜熱帯低気圧に関する調査はほとんど行われていないのが現状である。亜熱帯低気圧が熱帯低気圧としての条件を全て備えていなくても強い熱帯低気圧と同程度の強風を持つことがあることは WMO (1977) も指摘しており、これを理解することは予報上、防災上重要である。したがって、北西太平洋域の亜熱帯低気圧と思われる擾乱の構造の解明とこのような擾乱へのドボラック法適用の妥当性の検討及びその強度推定法の開発を目的としてこの調査を行った。なお、この調査は気象衛星による台風解析技術開発の一環として、1990年度から1993年度にかけて実施したものである。

2. 調査対象台風の選択

調査に当たって、亜熱帯低気圧ではないかと思われる台風を1984~1992年に発生した台風の中から次の二

点によって選びだした。

- i) 発生時（弱い熱帯低気圧であると最初に判定された時）の緯度が北緯20度より北であること。
- ii) 衛星画像で雲パターンが通常の台風の雲パターンと異なっているもの。

また、i) を満たしていなくても ii) の異常さが顕著であるものは対象として加えた。

グアム島の JTWC では温帯低気圧へ変化(以下、温

低化と記す) しつつある台風を亜熱帯低気圧の一種として、強度推定に HP 法を適用している。しかし、Hebert and Poteat (1975) では発達しつつある亜熱帯低気圧を対象としており、温低化しつつあるハリケーンについてはなにも触れていない。したがって、本調査では発達しつつある擾乱を対象とすることとし、温低化しつつあるものは除いた。表 1 に選びだした17個の台風の一覧を示す。以下ではここで選んだ台風を「候補台風」と記す。

Table 1 Selected typhoons for research.

Typhoons which were generated at north of the latitude of 20°N and had extraordinary cloud distributions during the years of 1984-1992 are selected. Typhoons which had extremely extraordinary cloud distribution are also selected even if they were generated at south of the latitude of 20°N.

Typhoon	Date of generation	Location of generation	Date of upgrade to TS	Minimum pressure	Date of downgrade to TD or L
T8507	7.21.12	19.0 146.5	7.22.12	970	L 8.02.12
T8615	7.28.06	24.0 160.0	8.02.06	992	L 8.04.00
T8810	8.05.18	26.5 174.5	8.10.12	994	TD 8.14.12
T8811	8.13.06	26.0 127.0	8.14.18	998	TD 8.15.12
T8813	8.13.18	24.2 122.8	8.15.18	1000	TD 8.16.07
T8815	8.26.06	30.0 141.0	8.29.06	970	L 9.03.18
T8816	9.02.00	26.0 133.0	9.02.21	996	L 9.04.18
T8912	7.28.00	21.5 129.5	7.29.06	980	TD 8.04.18
T8917	8.23.18	26.2 123.2	8.25.06	975	L 8.28.12
T8920	9.07.00	17.0 148.0	9.09.00	985	L 9.14.12
T8922	9.16.06	19.5 126.5	9.17.09	970	L 9.20.06
T9112	8.15.00	22.0 153.0	8.16.00	965	TD 8.24.00
T9113	8.26.00	27.0 138.0	8.27.21	992	TD 8.29.03
T9118	9.14.00	15.0 144.5	9.15.12	980	L 8.20.00
T9208	7.26.00	25.8 158.0	7.26.12	996	TD 7.28.00
T9214	8.14.00	15.0 128.0	8.19.06	996	TD 8.21.00
T9216	8.28.00	20.5 128.5	8.27.18	975	TD 9.02.00

3. 亜熱帯低気圧の雲パターン

熱帯低気圧と温帯低気圧はその構造が異なり、それぞれの構造がそれぞれの擾乱の雲パターンに反映されて、互いに異なった雲パターンを示す。亜熱帯低気圧についても同様に熱帯低気圧との構造の違いが雲パターンの違いとして反映されるものと考えられる。したがって、まず、亜熱帯低気圧と思われる擾乱と熱帯低気圧との雲パターンの違いを明らかにしておくことは亜熱帯低気圧の構造を解明するうえで重要である。この観点に基づき、2章で選んだ台風の雲パターンの共通性を調べ、熱帯低気圧のそれとどう違うかを調べた。その結果は今後、雲パターンから熱帯低気圧と亜熱帯低気圧とを区別するとき客観的な基準としても使用できる。

次に、候補台風の雲パターンの細かい特徴から雲パターンの分類を試みた。1章で述べたように、一口に亜熱帯低気圧といっても異なった構造を持つものがある。また、Hebert and Poteat (1975) は亜熱帯低気圧の発生時の総観場の状況に応じて変化する雲の様子を示している。これらのことから、上記の熱帯低気圧と亜熱帯低気圧との雲パターンと構造の違いの場合と同様に、亜熱帯低気圧の構造や発生にかかわる環境の違いが雲パターンの違いとして反映されている可能性があると考えられる。また、熱帯低気圧ではその強度に応じて特有の雲分布を示すことからいくつかの雲パターンに分類されていること、Hebert and Poteat (1975) は亜熱帯低気圧の強さの変化に応じた雲パターンの変化を示していることから、雲パターンにより亜熱帯低気圧の強さを推定する事ができる可能性がある。これらの観点から、本調査でも事例数は少ないながら、細かい雲パターンの分類を行った。

3. 1 雲パターンの特徴

図1は候補台風の代表的な雲パターンの例である。⑥印は台風の中心を示す。この例でもわかるように、候補台風の多くが次の二つの点のどちらかあるいは両方の特徴を持っている。

① 中心付近にCbが少なく、中心から離れた場所にCbがある。

② Cbの分布は中心に対して非対称で、大部分は中心の北から東側に片寄って分布する。

一方、通常の高気圧の雲分布の特徴としては、中心近傍は中心をとりまいて活発なCbが分布していることがあげられ、上記の二点はこれと大きく異なるものである。また、台風が弱いときは中心の近傍にCbがなくなったり、Cbの分布に片寄りが生ずることはよくある。しかし、その場合の中心とCbの距離は緯度で1度程度であり、Cbの多く分布する場所も中心の東から南側にかけてであることが普通であり、上記の特徴はやはり通常台風の場合と異なっている。Hebert and Poteat (1975) も北西大西洋の亜熱帯低気圧の雲パターンの特徴として中心の北から東にかけてCbが多いこと、中心とCbの距離は2度程度まで離れるとしており、上の二つの特徴と一致する。

3. 2 雲パターンの分類

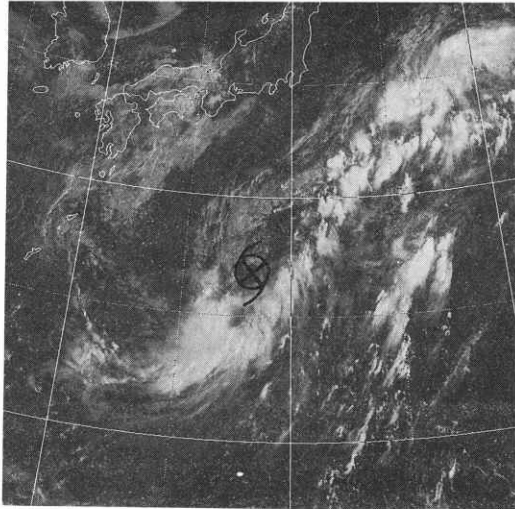
図2は分類の結果得られた六つのパターンの対流雲域の形状の模式図であり、中心が位置しやすい場所とともに示した。各パターンの衛星画像は図1に示してある。この雲域内ではCbが大部分を占める事が多い。また、破線はその部分にも対象台風に関連する雲域がある場合があることを示している。各雲パターンの名称と雲分布の特徴を以下に記す。なお、パターン名は本調査で独自に、雲分布の様子や同じような形状の雲域を持つ擾乱の名前などから命名したものである。

① 波動型 (図2の①)

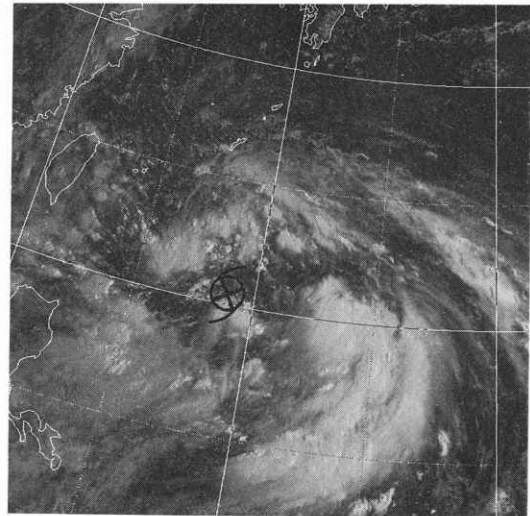
東西あるいは北東から南西に伸びる細長い雲バンド上に北へふくらみが生じているもの。中心はこのふくらんだ部分にある。雲バンドはCbだけでなく、下層雲で形成されている事も多い。

② 閉塞型 (図2の②)

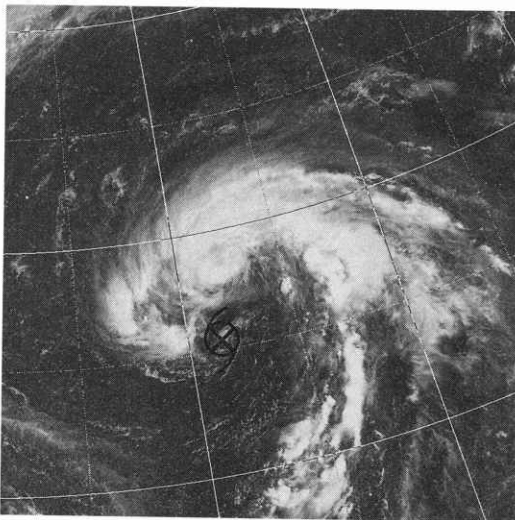
閉塞低気圧のような雲パターンを示し、大部分のCbは中心の北から北東側に広く存在する。中心は



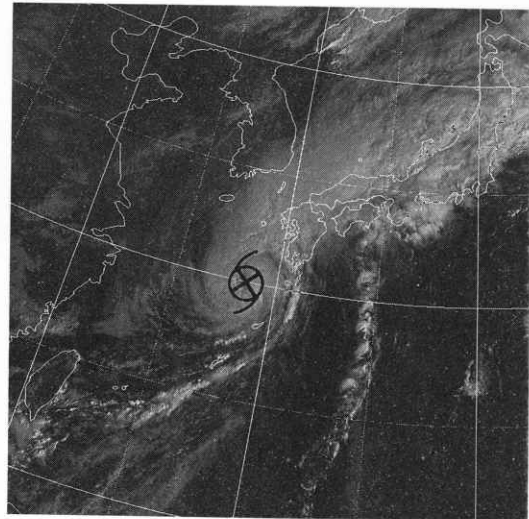
① : wave type



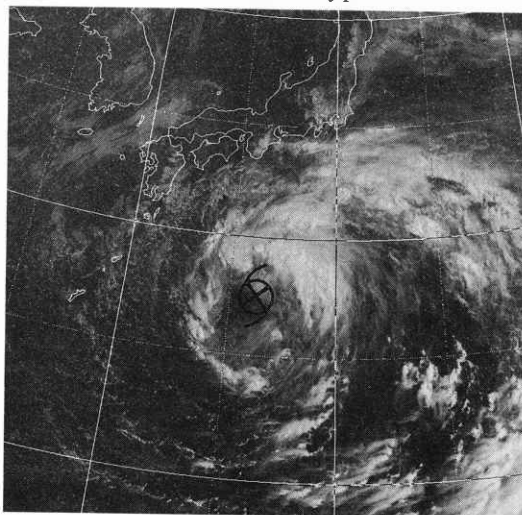
④ : scattered type



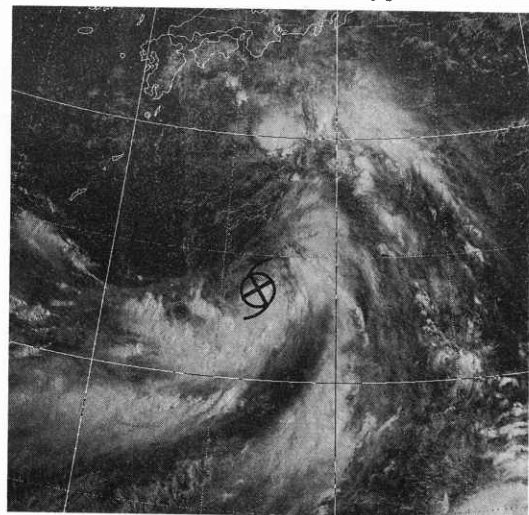
② : occlusion type



⑤ : extratropical type



③ : partial type



⑥ : bridge type

Figure 1 Satellite imagery of selected typhoons.

Symbol "⊗" shows center of the typhoons.

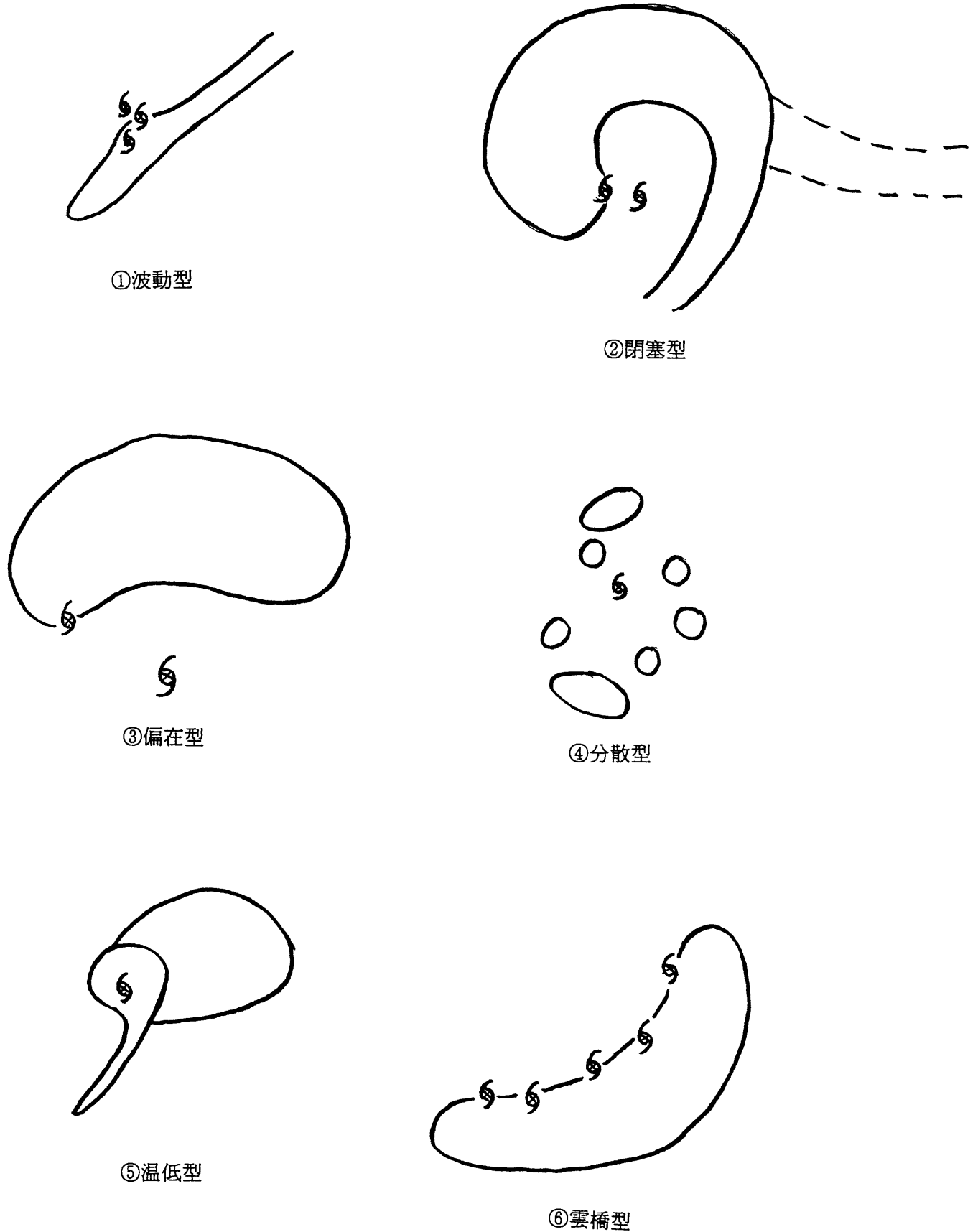


Figure 2 Schematic cloud distributions of classified cloud patterns.

Numbers show the type of cloud pattern, shown in Fig. 1.

Symbol "6" shows that centers of the cyclones often locate at symbol's positions.

Cb 域の端か Cb 域から離れた所にある。

③ 偏在型 (図 2 の③)

中心の東～北に Cb が広く分布する。中心は Cb 域西部の南東縁か Cb 域から離れた所にある。1000 km 弱の大きな雲域を持つものと数百 km 程度の小さな雲域を持つものがある。

④ 分散型 (図 2 の④)

Cb が中心の周りに散在している。Cb の量が多い場合でも中心付近にはない。

⑤ 温低型 (図 2 の⑤)

擾乱の雲域の北から東に雲が連なり、南西側には

細長い雲バンドがある。温低化しつつある台風が持つと同じパターン。

⑥ 雲橋型 (図 2 の⑥)

北緯 20 度付近から 30 度付近にかけて南西から北東走向の広い幅の Cb 域があり、その北西縁付近に中心がある。南側に多く Cb を持つが全体的にまとまりがない。

上記の雲パターンを持つ擾乱の大きさはまちまちである。また、一つのパターンから別のパターンへ移行するものもある。

Table 2 Intensity of typhoons

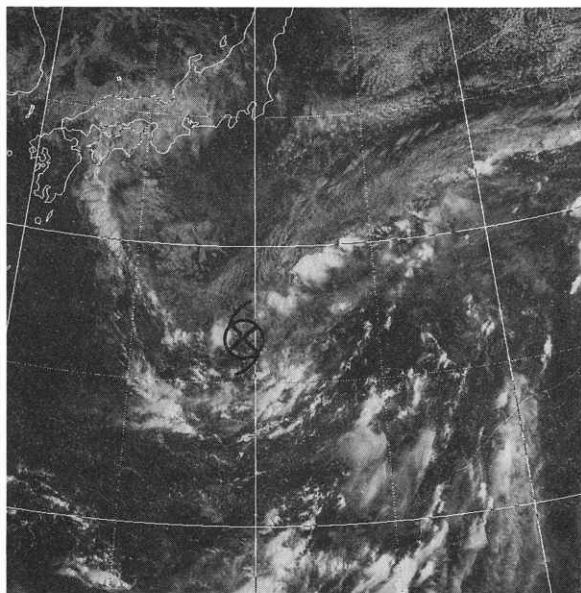
(a) Minimum sea surface pressure, maximum wind speed, size of gale area and size of storm area of selected typhoons at their mature stage. (b) Same quantities as (a) of ordinary typhoon at its generation, developing, mature stage and just before downgraded to extratropical low.

T y p . N u m .	M S L P h P a	M W S m / s	G a l e a r e a k m	S t o r m a r e a k m
T 9 1 1 2	9 6 5	3 0	6 0 0	1 5 0
T 9 1 1 3	9 9 2	1 8	6 0	—
T 9 1 1 8	9 8 0	3 0	6 5 0	1 9 0
T 9 2 0 8	9 9 6	2 0	1 1 0	—
T 9 2 1 4	9 9 6	1 8	1 1 0	—
T 9 2 1 6	9 7 5	3 0	7 5 0	6 0

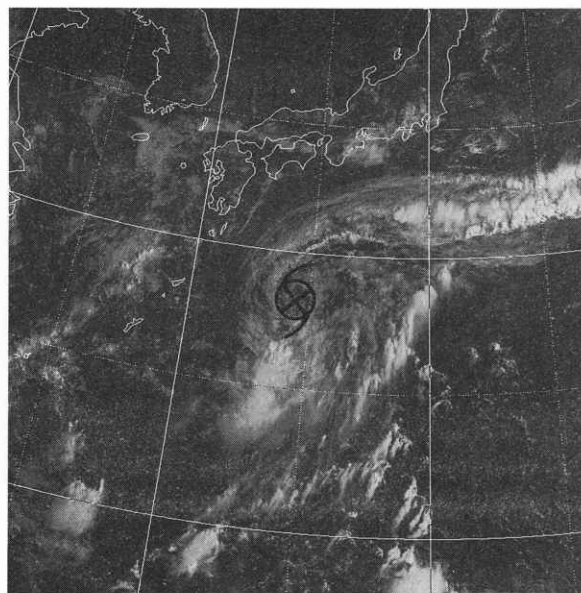
(a) Selected typhoons at their mature stage,

T y p . N u m .	M S L P h P a	M W S m / s	G a l e a r e a k m	S t o r m a r e a k m	S t a g e
T 9 1 1 9	9 9 0	2 5	1 1 0	—	Generation
	9 7 0	3 5	2 2 0	9 0	Developing
	9 2 5	5 0	4 6 0	2 2 0	Mature
	9 7 0	3 5	7 0 0	3 9 0	Before downgraded to ETL

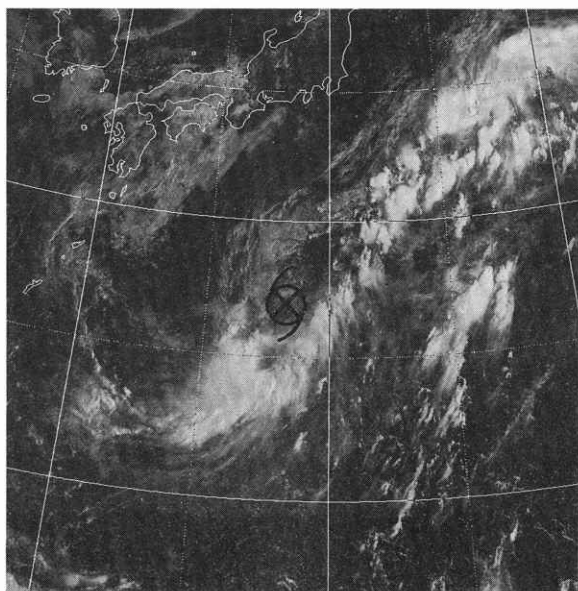
(b) Ordinary typhoon



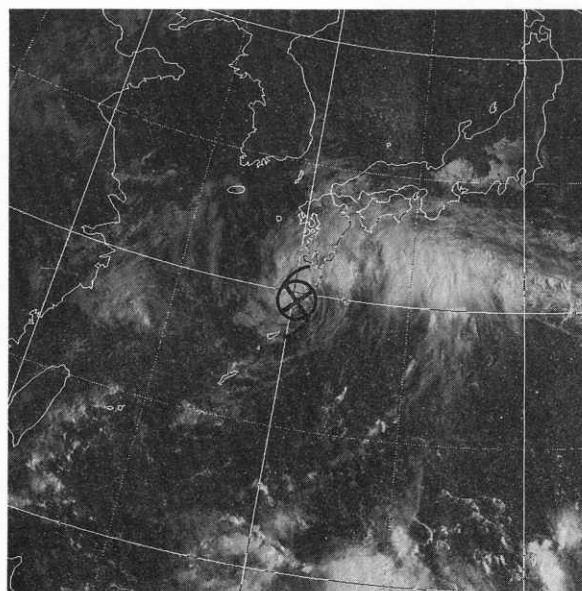
(a) 2500Z, 1991 Aug.



(c) 2700Z




(b) 2600Z



(d) 2800Z

Figure 3.1 Visible imagery of T9113 taken by GMS-4.

Symbol “” shows center of the typhoon.

4. 強度

表2 (a)は気象庁のベストトラックに暴風域・強風域のデータが記載されている1991年以降の候補台風の中心気圧が最も下がった時の中心気圧、最大風速、暴風域・強風域半径を示している。また、表2 (b)には比較のために通常台風である T9119について、その発

生、発達時、最盛期、衰弱時（温帯低気圧化直前）における中心気圧等の値を示している。これらの表及び表1から候補台風の強度はさほど強いものではなく、強いものでも中心気圧960hPa、最大風速で30m/s、CI数で4.0程度であることがわかる。比較的強い候補台風では、風速15m/s以上の強風域半径は600～750kmあるが、これは同程度の中心気圧の通常台風と比べて大き

な値であり、温帯低気圧化直前の通常台風の持つ強風域半径と同じくらいである。

5. 総観場と亜熱帯低気圧の構造の特徴

候補台風の発生前後の総観場の状況、擾乱の構造の特徴を天気図や高層観測、衛星画像により調べた。候補台風の多くは海上に位置し、構造を知るためのデータは少ないが、若干数の候補台風が高層観測点の近くを通過しているので事例解析を行い、構造の把握を試みた。

① 波動型

波動型の例である T9113は1991年 8月26日00Zに父島の西方で発生した。種子島に接近した28日00Zに台風となったが翌29日00Zには対馬付近で弱い熱帯低気圧に衰えた。中心気圧は最も低い時でも990hPaと弱い台風であった。

図3.1は8月25日から28日の00Zの可視画像である。㉞印は台風中心の位置を示す。25日には台風はまだ発生していないが、日本の南東海上の北緯32度、東経150度付近から北緯27度、東経136度付近にかけて弱い雲バンドがのびていることがわかる。これは日本付近を弱まりながら南下して行った前線に対応した雲バンドである(天気図略)。この雲バンドの北では弱い寒気移流による層積雲域が見られる。26日にはこの雲バンドの西縁付近で雲量が増加し、下層雲渦が発生した。Cbは中心の南側に見られるが量は少ない。また、北側には下層雲の細いバンドが連なっている。27日まで下層雲主体の雲域でもとの雲バンドとつながった状態が続いた。台風となった28日にはCbが急増した。

図3.2は25日12Zと27日12Zの850hPa天気図である。25日には雲バンド付近の等温線は混んでおらず、傾圧性は極く弱い、その北側では弱いながらも寒気移流域となっている。27日には台風の近傍は850hPaで相対的に寒気域となっている。台風となった28日には台風周辺では南からの暖気移流が顕著になった(図略)。

このように波動型の台風は弱いながらも前線性雲バンドかその名残の雲バンド上に発生しており、発生後も台風中心の北側で下層の寒気移流が認められるのが特徴である。

② 閉塞型

この型については日本のはるか南東海上にある事が多く、高層観測による解析はできなかった。図4は閉塞型の代表例である T8920が閉塞型の雲パターンに変化しつつあった1989年 9月9日12Zの300、500、850hPaの天気図である。500hPa面でも明瞭なUCLが台風の西にみられるが、その関係はわからない。

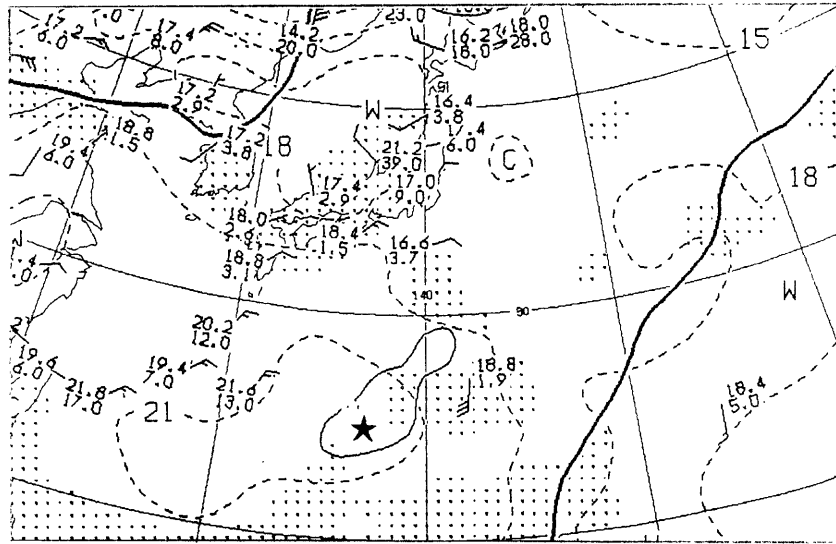
③ 偏在型

偏在型には雲域の小さなものと大きなものがあるが、まず小さなものの例である T8811の事例解析を示す。

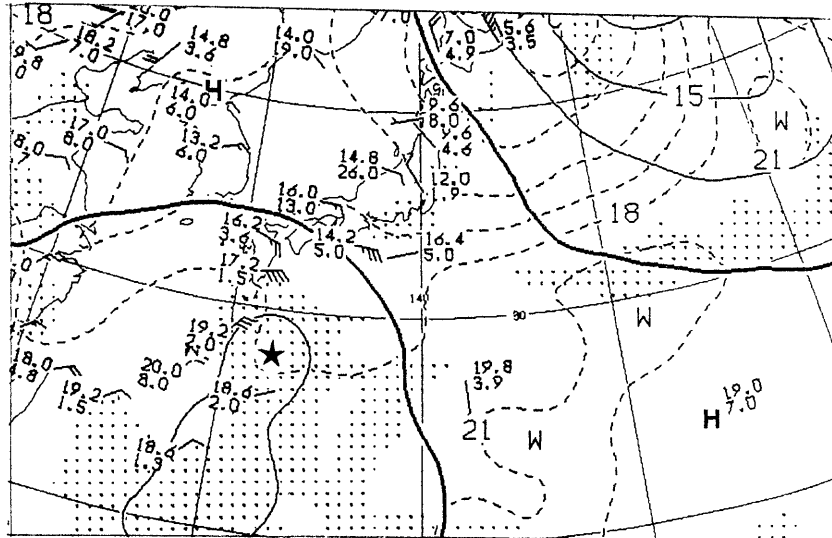
この台風は1988年 8月13日06Zに沖縄付近で発生し、14日18Zには潮岬の南方で台風となった。15日09Zには中心気圧は988hPaまで下がったが12Zには潮岬に上陸し、弱まった。台風期間が15時間、最大風速20m/sの弱い台風である。

図5.1は8月13日06Zから15日06Zまでの1日毎の台風の可視画像である。㉞印は台風中心の位置を示す。13日06Zでは雲域としてのまとまりがないが、その後急速に組織化が進んだ。15日06Zには雲域は最も発達したが、その後は上陸の影響もあって衰弱した。この台風の雲パターンは最初のはっきりと分類できないが、15日には偏在型の特徴を示している。

図5.2は8月13日00Zから15日12Zまでの12時間毎の500及び850hPaの天気図である。この期間、500hPaでは九州付近に寒冷低気圧が停滞した状態が続いている。下層では南西諸島から日本の南海上まで谷場となっている。13日00Zに石垣島付近にある850hPaの低気圧は一旦弱まった後14日00Zに南大東島付近で明瞭化した。この時には500hPaでも低気圧が明瞭化している。500hPaの低気圧は13日00Zに台湾と石垣島の間にあったショートトラフが



(a)



(b)

Figure 3.2 850hPa surface analyses around T9113.

(a) 2512Z and (b) 2712Z, 1991 Aug.

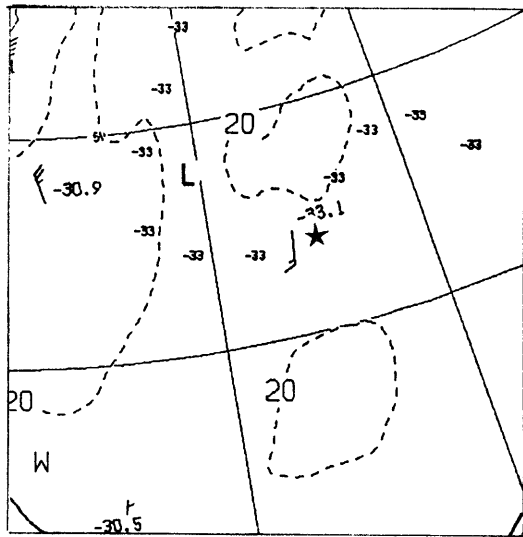
Solid and dashed lines are contours of geopotential height and isotherms, respectively.

“★” shows center of the typhoon.

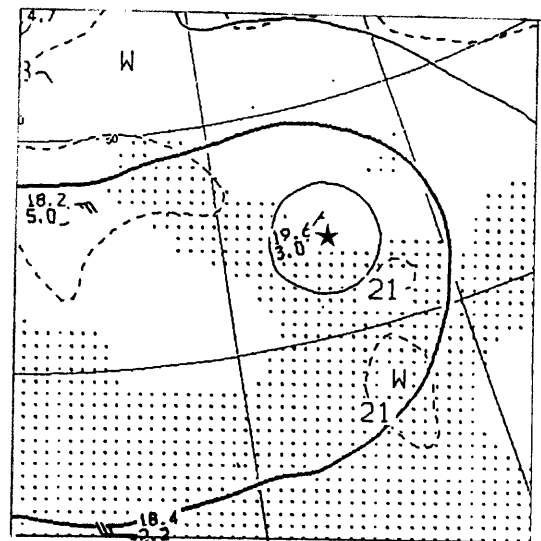
東進したもので、下層の谷場に発生していたCb域にこのショートトラフ(図5.2中の太実線)が接近し、この擾乱を組織化させたことが考えられる。

図5.3に台風が近くを通過した那覇と潮岬の気温偏差を示す。これは図示した期間内の各高度毎の期間平均値からの偏差の時間鉛直断面図で、実線は

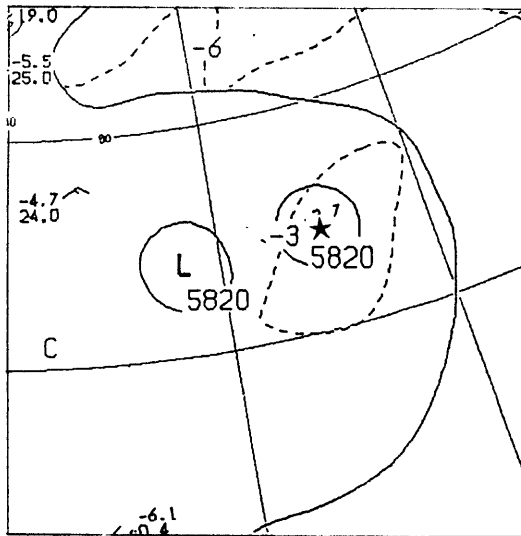
正偏差、破線は負偏差を示す。等偏差線は1°C毎に引いてある。図中の矢印は台風が最も接近した時間を示す。那覇では熱帯低気圧が最も接近していた13日12Zには、絶対値は小さいながら700hPa以下で負の、700hPaより上で正の気温偏差が見られる。一方、潮岬では台風が最も接近した15日12Z頃は対流



(a)



(c)



(b)

Figure 4 Upper air analyses around T8920 at 1000Z, 1989 September.

(a) 300, (b) 500 and (c) 850 hPa analyses at 1800Z, 1991 August. Solid lines are contours of geopotential height. Dashed lines are isotachs for 300 hPa and isotherms for other two levels.

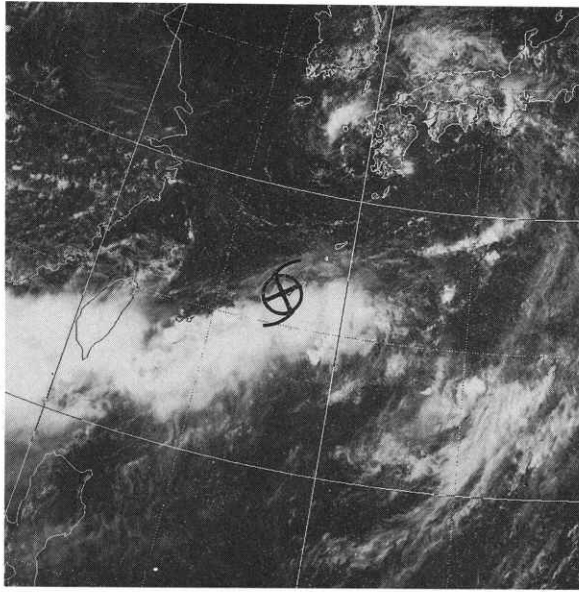
“★” shows center of the typhoon.

圏全般に渡って正となっており、その値も那覇の700 hPa 以上での値より大きい。通常、台風を中心付近は下層から上層まで正の気温偏差となる暖気核を持ち、その偏差は200~300hPa 付近で最大となる。T8811 は那覇の近辺を通過した時にはその中心付近の暖気核は通常台風に比べて弱く、特に700hPa 以下の下層では弱いながらも寒気核という、通常台

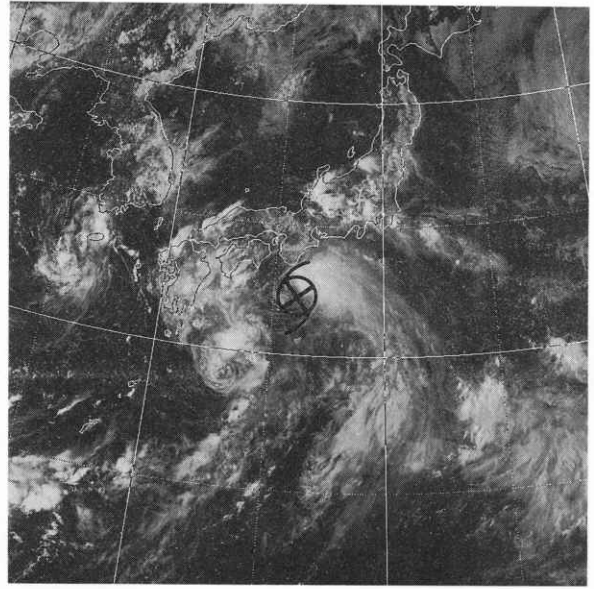
風と異なった特徴を示している。

次に雲域の大きなものの事例解析として T9112 を取り上げる。

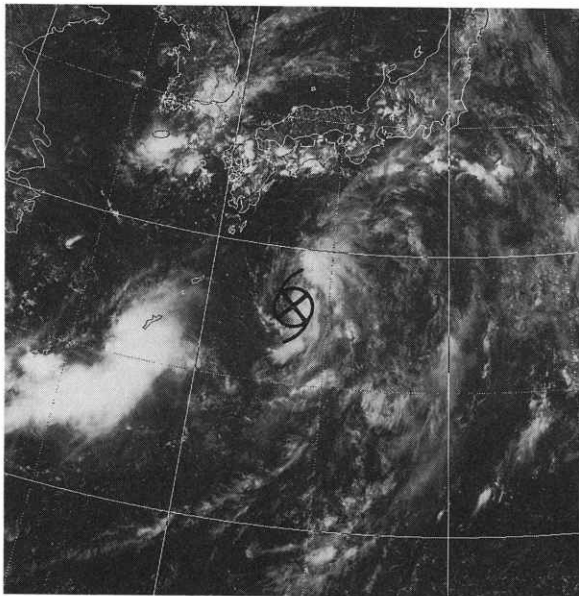
この台風は1991年 8月15日00Z に南鳥島の南方で発生し、翌16日00Z に台風となった。日本の南海上では中心気圧は970hPa と同じ勢力を保ち、奄美大島付近に接近した21日に965hPa と最低となった。



(a)



(c)



(b)

図6.1は17日から20日までの00Zの可視画像である。台風となった翌日の17日には中心の西にはCbがないものの、南東に多く分布し、中心付近はCbが多い通常の台風の雲パターンを呈していた。しかし、この後、南東のCbが減少し、中心もCb域から離れ、偏在型の雲パターンとなった(18、19日00Z)。20日には中心の南にもCbがみられるようになったが、中心付近は下層雲のみでその量も少ない。

図6.2は偏在型の雲パターンを呈していた18日

Figure 5.1 Visible imagery of T8811 taken by GMS-4.

(a) 1306Z, (b) 1406Z and (c) 1506Z, 1988 Aug.
Symbol “6” shows center of the typhoon.

00Zの300、500、850hPa天気図である。また、図6.3は父島の気温偏差の時間鉛直断面図である。850hPa天気図からは台風の西から北にかけて寒気の流入は見られず、台風の西側でCbが少ないのは寒気の流入によるものではないことがわかる。他の天気図からは通常の台風と違う特徴は見られない。父島の断面図では、前記のT8811と同様に、最も台風が接近していたときに500hPa以下で気温偏差が0か若干負となっており、通常台風の気温偏差と異

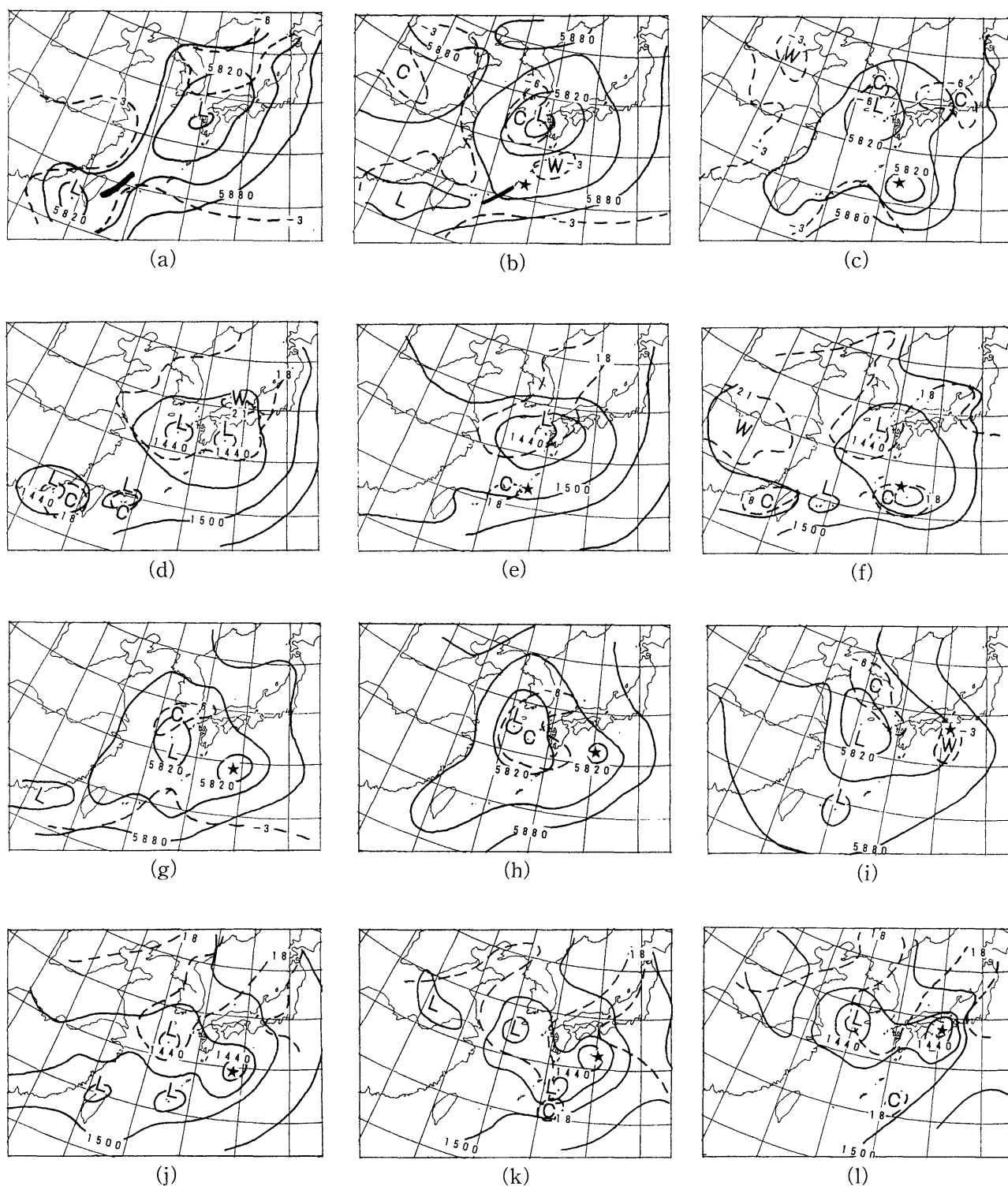


Figure 5.2 Upper air analyses around T8811.

Figures (a), (b) and (c) are 500 hPa analyses at 1300Z, 1312Z and 1400Z, 1988 August. Figures (d), (e) and (f) are 850 hPa analyses at 1300Z, 1312Z and 1400Z. Figures (g), (h) and (i) are 500 hPa analyses at 1412Z, 1500Z and 1512Z. Figures (j), (k) and (l) are 850 hPa analyses at 1412Z, 1500Z and 1512Z.

Solid and dashed lines are contours of geopotential height and dashed lines are isotherms. Thick solid lines in (a) and (b) show trough lines.

“★” shows center of the typhoon.

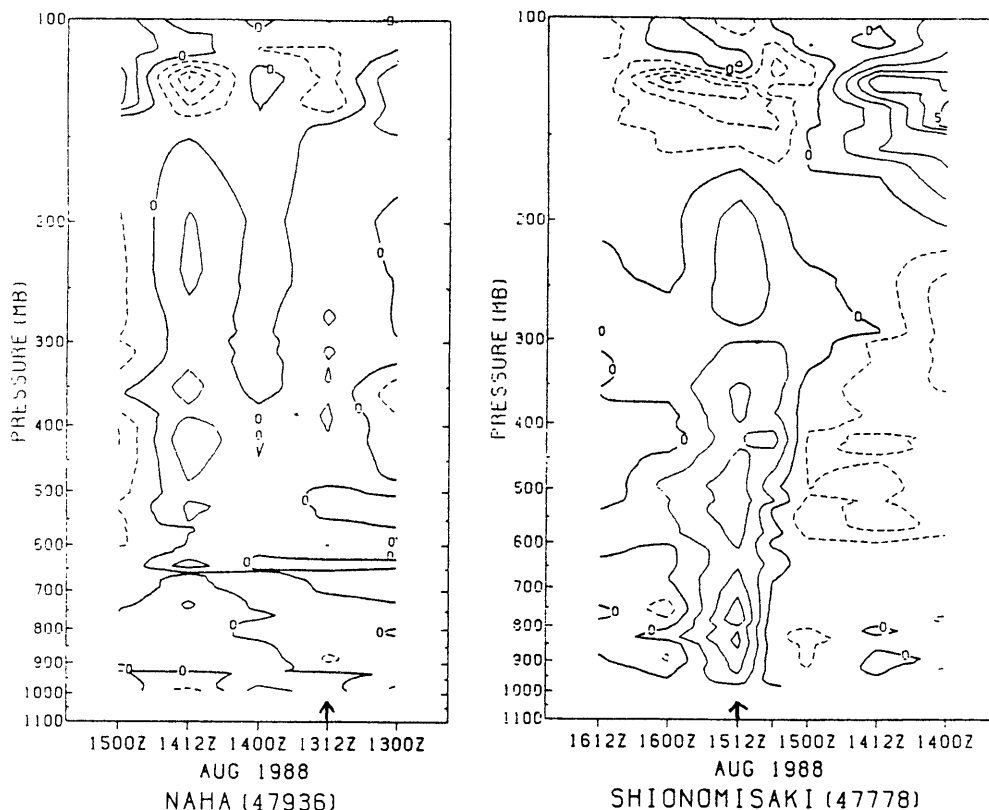


Figure 5.3 Time-height cross section of temperature deviation.

Temperature deviation means deviation from average temperature during a period shown below at each height. Solid and dashes lines show contours of positive and negative temperature deviation, respectively.

The contours are drawn every 1°C.

Figure (a) shows temperature deviation from 1300Z to 1500Z, 1988 August for Naha and Figure (b) shows that from 1400Z to 1612Z for Shionomisaki.

Arrows show the time when typhoon approached nearest to observatory.

なる。

以上のことから、雲域の小さなものは寒冷低気圧の周りを回るトラフの東で発生していること、大きなものは天気図から明瞭な特徴はないこと、また、どちらの台風も中心付近は中層以下で弱い寒気核を持つことが特徴としてまとめられる。

④ 分散型

この型は天気図、衛星画像からは UCL の直下に発生することが特徴として挙げられる。

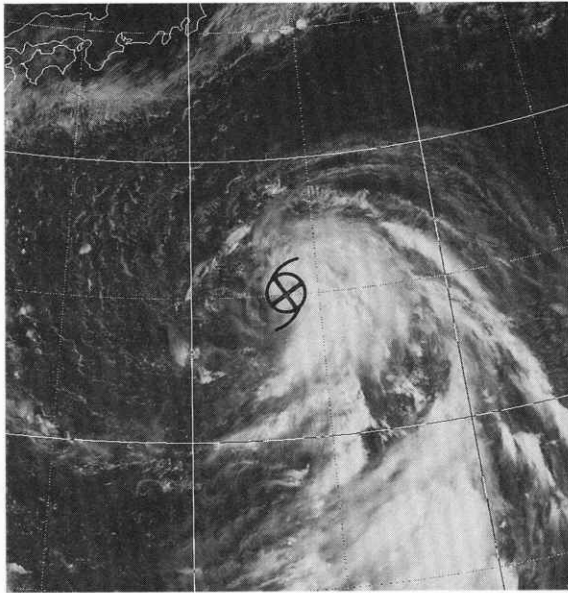
⑤ 温低型

このパターンの候補台風はいずれも東シナ海付近でこの雲パターンとなっている。

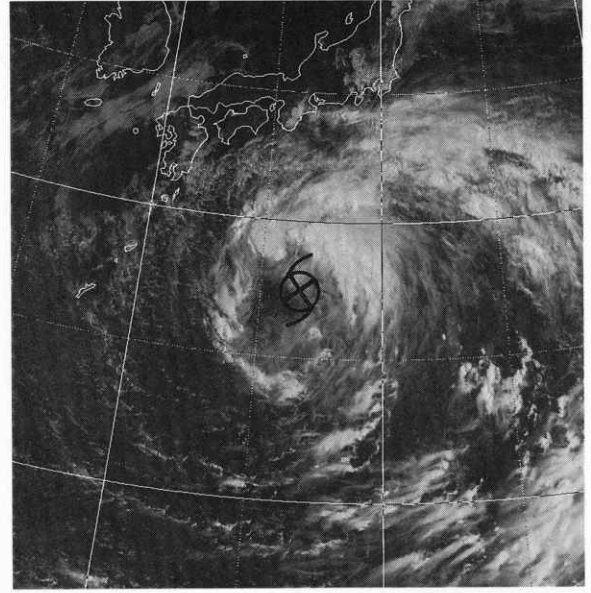
T8917 は1989年 8月24日00Z に石垣島の北の東シ

ナ海で発生し、25日06Z に台風となった。この時、中心気圧は998hPa であった。この後、発達しながら北東進し、27日00Z には室戸岬付近に上陸したが、この時に975hPa と中心気圧が最低となった。

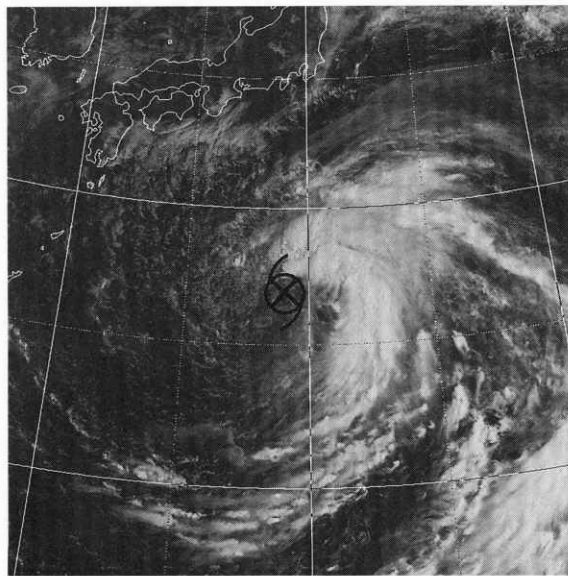
図 7.1 は 8月25日00Z から27日00Z までの1日毎の可視画像である。25日はまだ弱い熱帯低気圧の段階で、中心はCbの西端近くになり、ドボラック法というシアパターンを呈している。台風となった後の26日には中心付近のCbが増加している。また、中心の北から北東にCbが多く見られるようになり、温低型の雲パターンになりつつある。台風が最も強くなった27日には同じような状態で、中心の南側ではCbが減少している。



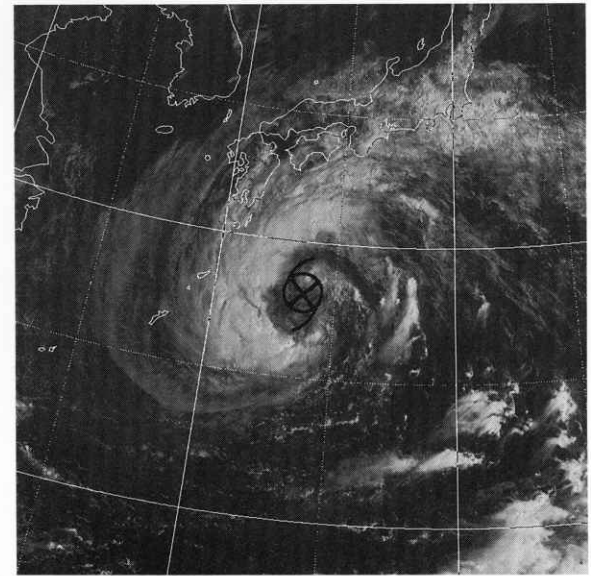
(a)



(c)



(b)



(d)

Figure 6.1 Visible imagery of T9112 taken by GMS-4.

(a) 1700Z, (b) 1800Z, (c) 1900Z and (d) 2000Z, 1991 Aug.

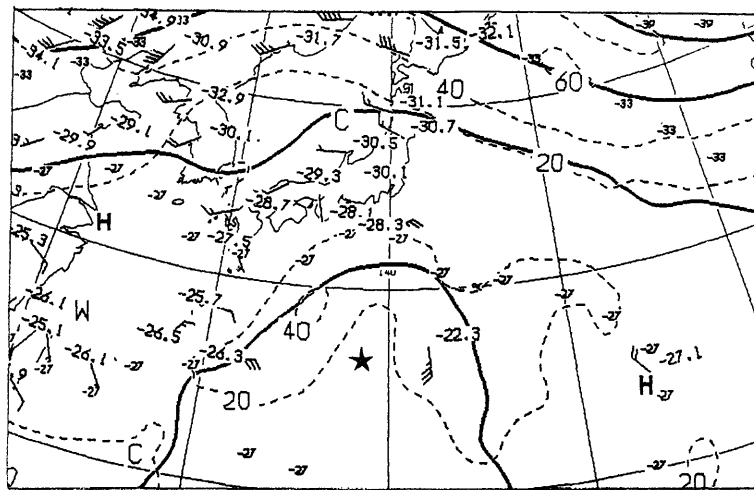
Symbol “6” shows center of the typhoon.

図7.2は25日12Zの500及び850hPaの天気図、
図7.3は名瀬の気温偏差の時間鉛直断面図である。
500hPaでは黄海にトラフが見られ、台風の発達期
に通常の台風に比べて近距離に偏西風帯のトラフが
あったことが言える。気温偏差図からは中心付近は

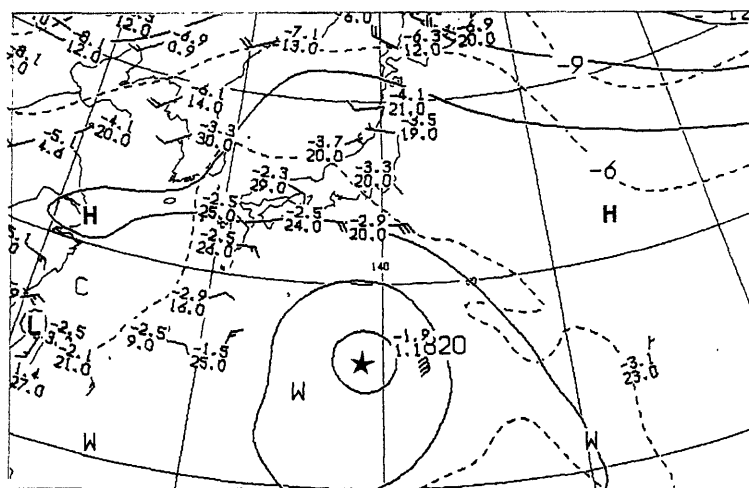
弱いながらも正偏差となっており、これまでに述べ
た候補台風のような弱い負偏差域は見られない。

⑥ 雲橋型

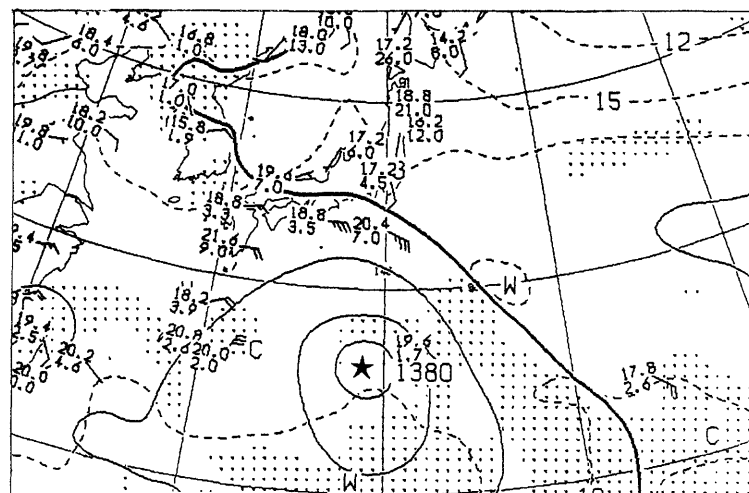
この型の例としてT8912が挙げられる。この台風
は途中から偏在型に変化した。それまでは雲橋型



(a)



(b)



(c)

Figure 6.2 Upper air analyses around T9112.

(a) 300, (b) 500 and (c) 850 hPa analyses at 1800Z, 1991 August. Solid lines are contours of geopotential height. Dashed lines are isotachs for 300 hPa and isotherms for other two levels.

“★” shows center of the typhoon.

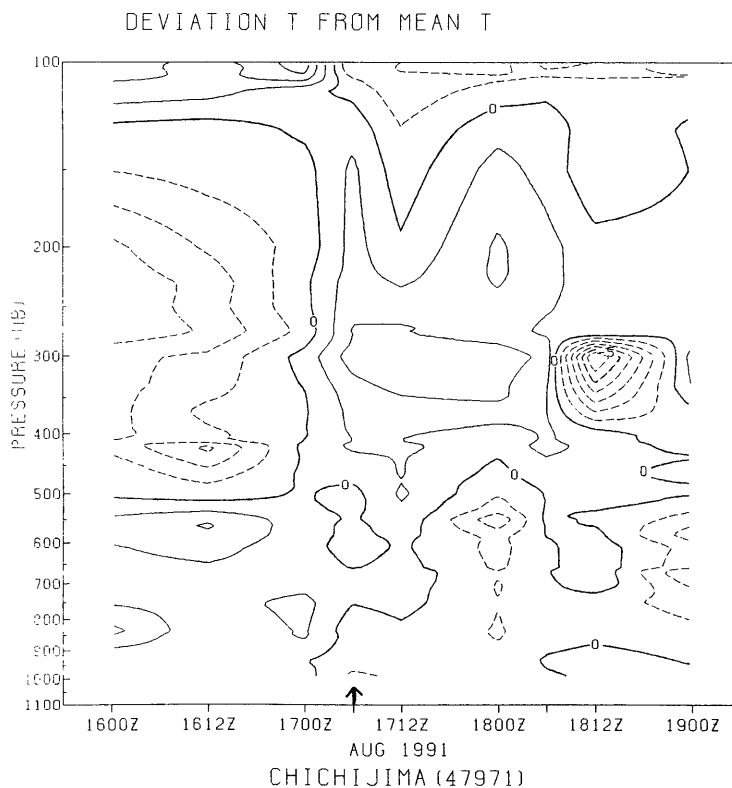


Figure 6.3 Time-height cross section of temperature deviation.

Same as Fig. 5.3 except that observatory is Chichijima and that time is from 1600Z to 1900Z, 1991 August.

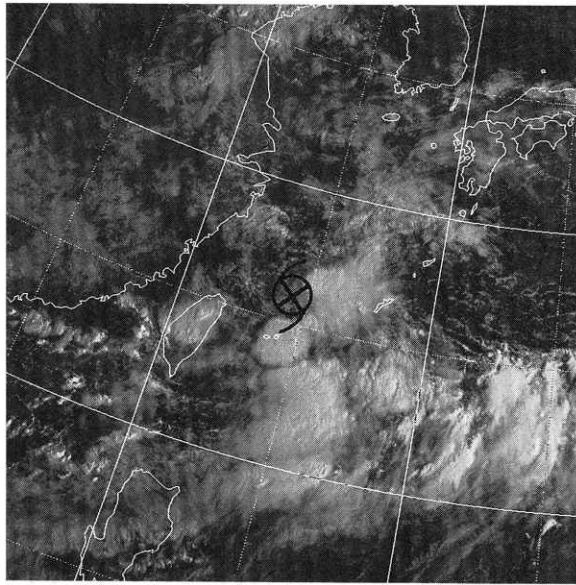
を示している。

この台風は1989年7月28日00Zに沖縄の南東海上で発生し、29日06Zに台風となった。台風はあまり発達せず、中心気圧は7月31日00Zから8月3日18Zまでの980hPaが最低気圧であった。

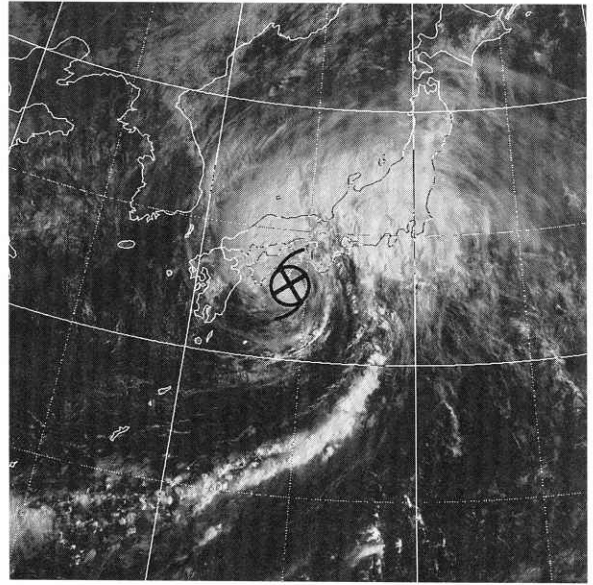
図8.1は7月29日00Zから8月1日00Zまでの1日毎の台風の可視画像である。29日は明瞭な下層雲渦が見られ、Cbはその南から東に延びている。そして、東経140度線の東で北に延びる広大なCb域が形成されている。台風はこのCb域の西端に沿うように急速に動き、30日12Zには父島の西400kmの所まで移動した。この時点までの台風の雲パターンは雲橋型に分類される。この後、台風は西に進路を変え、雲パターンも偏在型に変化していった。31日00ZにはCbが北に広がり、中心付近から南は下層雲のみでその量も少ない偏在型となった。8月1日00Zには台風の南側にも雲が増え、円形度は通常の台風ら

しくなったが、Cbは少ない。その後Cbは増加し、通常の台風の特徴を持つようになってきた。

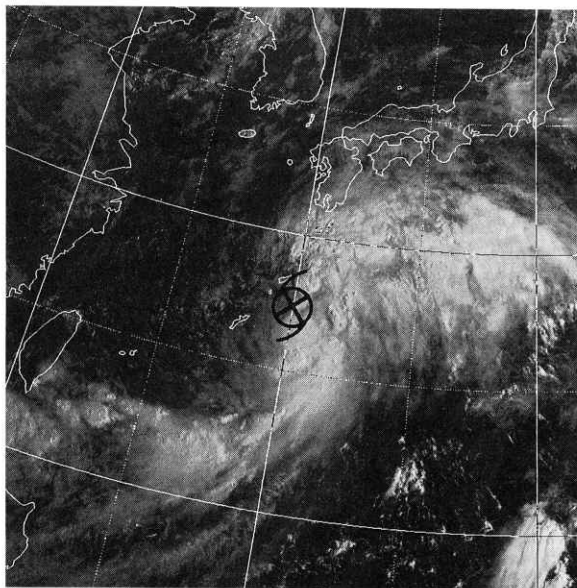
図8.2(a)は雲パターンが雲橋型を示していた7月30日00Zの300、500、850hPaの天気図、また、図8.2(b)は偏在型から通常台風に近いパターンに変わりつつあった8月1日00Zの天気図である。図中、★印は地上の台風中心の位置を示す。この図から7月30日には地上から500hPaまでは渦管がほぼ鉛直に立っていることがわかる。300hPaではその場所に渦管が無いが、そのかわり、この北に低気圧が解析されている。この低気圧は図8.2(a)の300hPa天気図中に●印で示したように北緯30度付近をゆっくり西進してきたUCLである。500hPaでも5820gpmの等高線の膨らみとしてその存在がわかる。しかし、これ以下の高度ではこの低気圧に対応するものは見られず、渦の位置が大きくずれている上層のみの渦と下層のみの渦がある事がわかる。



(a)




(c)



(b)

Figure 7.1 Visible imagery of T8917 taken by GMS-4.

(a) 2500Z, (b) 2600Z, and (c) 2700Z, 1989 Aug.
Symbol “” shows center of the typhoon.

温度場を見ると、500hPa 以下の下層の渦管の周辺で相対的に暖域となっている。

図 8.2 (b) から 8 月 1 日には地上から 300hPa までほぼ鉛直に渦管が立っており、上層と下層でずれていた渦管の位置が一致していることがわかる。温度場は下層から上層まで暖域となっている。

図 8.3 (a) と (b) はそれぞれ父島と名瀬の風の鉛直時間断面図である。父島では 28 日 00Z から 29 日 00Z

にかけて 400hPa 以上の層で風向が反時計回りに変化しているがそれ以下の高度では変化していない。これは父島の北西を先に述べた UCL が通過したため、上層のみの風向変化であることからこの低気圧の循環は上層のみであったことがわかる。また、台風が接近した 30 日 12Z には地上から 400hPa 付近までは南東から南南東の風で、400hPa より上では南西よりの風となっている。台風の渦管が 400hPa

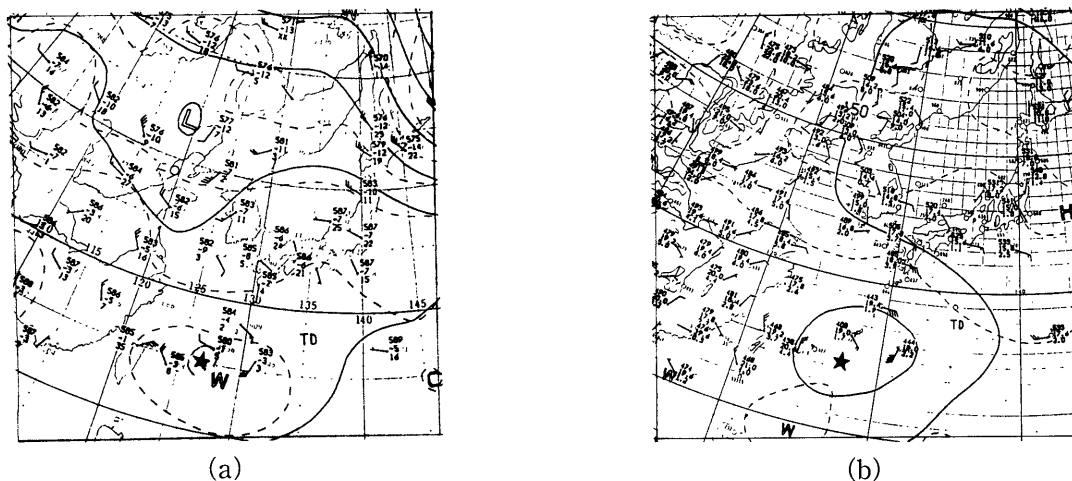


Figure 7.2 Upper air analyses around T8917.

(a) 500 and (b) 850 hPa analyses at 2512Z, 1989 August. Solid lines are contours of geopotential height. Dashed lines are isotherms.

“★” shows center of the typhoon.

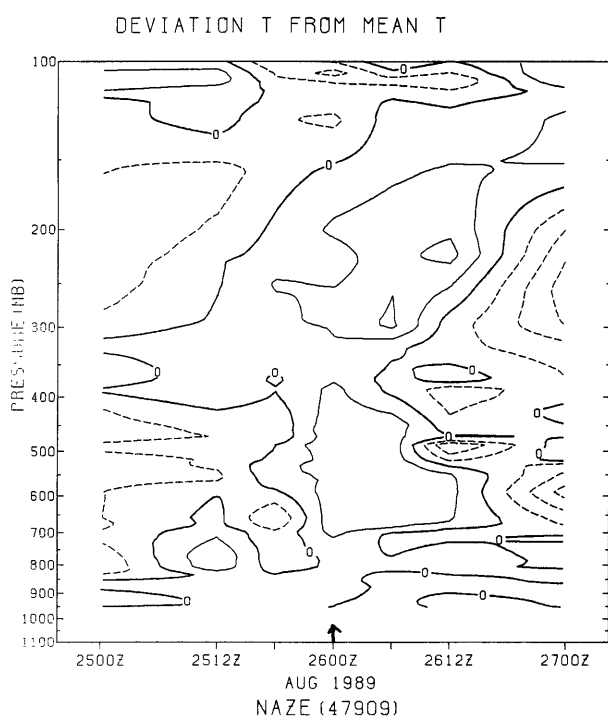


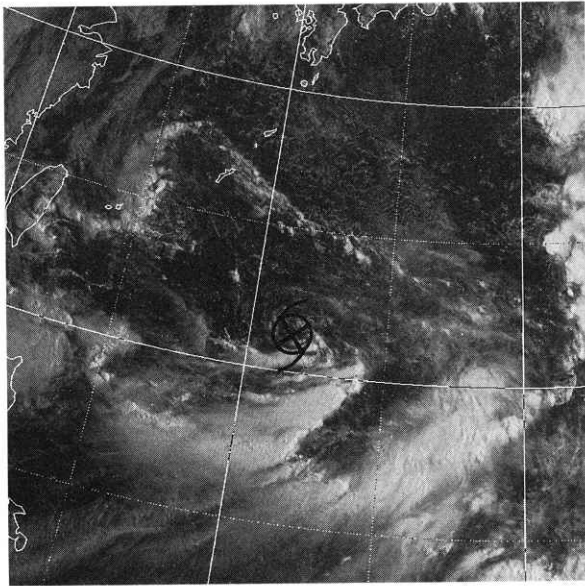
Figure 7.3 Time-height cross section of temperature deviation.

Same as Fig. 5.3 except that observatory is Naze and that time is from 2500Z to 2700Z, 1989 August.

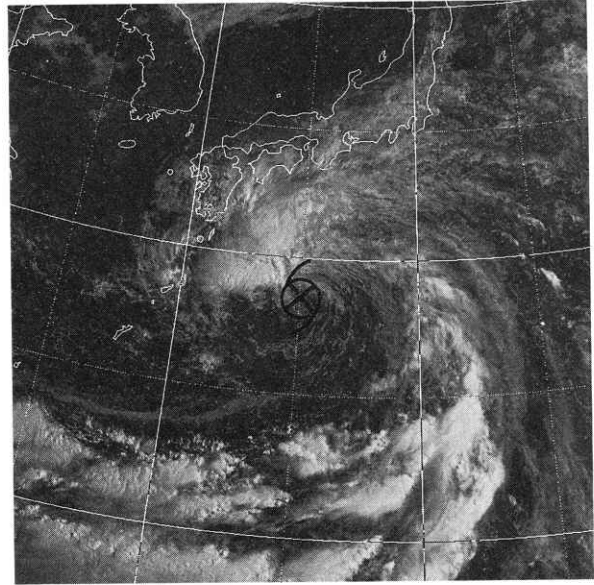
より上にまで達しているとする、父島では台風がその西南西の方角にあるので、400hPa より上でもその下と同じく南東から南南東の風となるはずである。しかし、実際には南西よりの風となっているので、台風の渦管は400hPa より上には達していないと考えられる。

名瀬では台風中心の近傍通過(図中の矢印の時点)前後の風向変化時刻を見ると、400hPa 以下では13日12Z と18Z の間、それより上では13日18Z 以降と若干の差がある。これにより、渦管の位置が互いに接近した上下二つの渦が存在するか、やや傾いた上から下までつながった渦管の存在が考えられる。風速をみると900~1000hPa の下層と200hPa 付近の上層の二ヶ所に極大がある。これはこの時刻以前に上層と下層の二つの渦に分かれていたそれぞれの渦に対応して見られるのであろう。

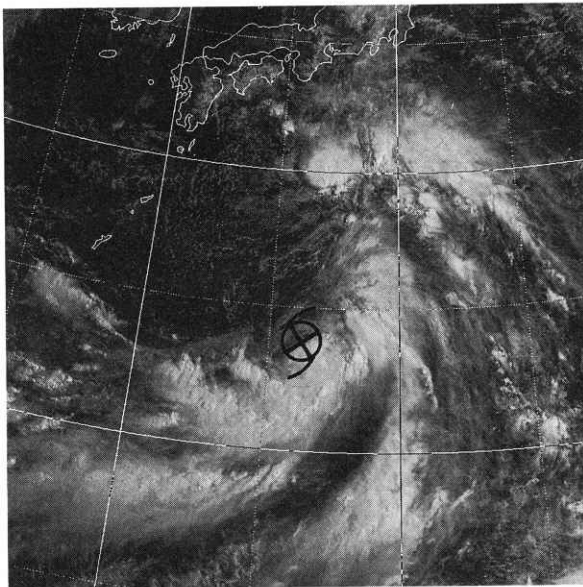
他の例も見ると、この型の台風はフィリピンの東から北東海上で発生したものの、発達できないでいるうちに、日本の南海上に500hPa でも明瞭な UCL が西進してきて、UCL の南から東にかけて図 1 の⑥のような広大な Cb 域を形成し、台風はその一部となって、UCL の周りを回るように速い速度で移動するという特徴を持つ。また、事例解析からは上下の



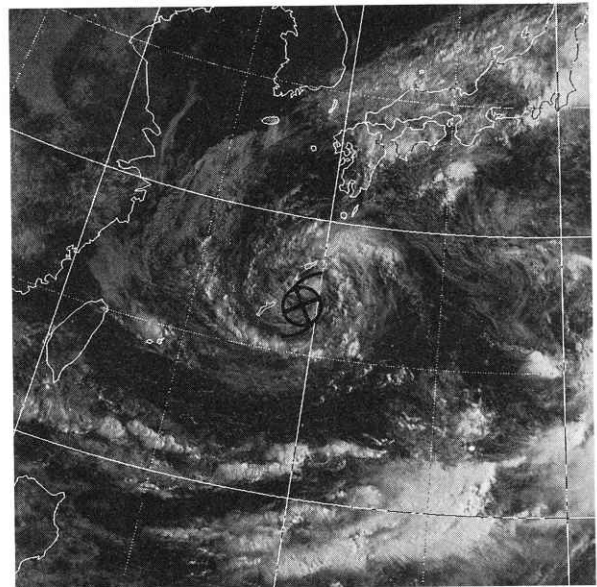
(a)



(c)



(b)



(d)

Figure 8.1 Visible imagery of T8912 taken by GMS-4.

(a) 2900Z, (b) 3000Z, (c) 3100Z, 1989 Jul. and (d) 0100Z, 1989 Aug.

Symbol "6" shows center of the typhoon.

渦管の位置のずれと上層の寒気核が見られる。

6. 衛星風データによる風分布

亜熱帯低気圧の構造調査に必要なデータは少ないが、これを補うために台風周辺の衛星風を算出し、擾乱の

風の水平分布を調べた。衛星風は雲が大気と同じ速さで流されるという仮定のもとに、短時間間隔の衛星画像から雲の動きを測定してそれを大気の動きとするものである。台風周辺の下層雲を追跡して得られた衛星風は海上風と良い相関を持っており、海上風の推定に

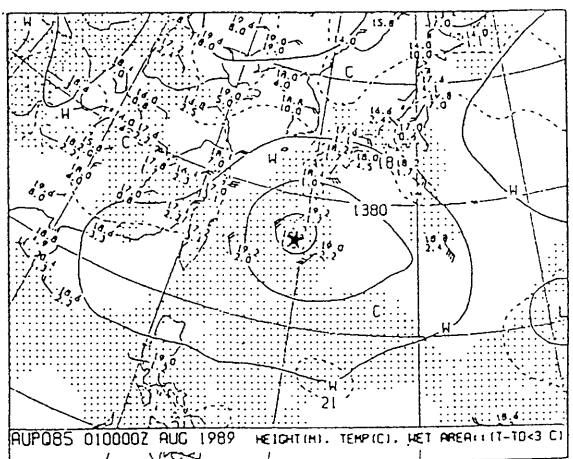
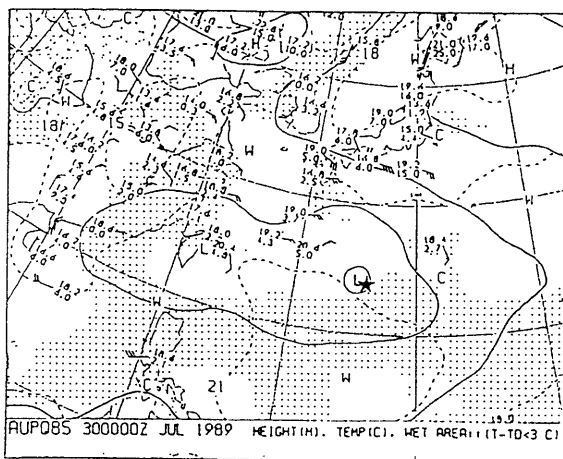
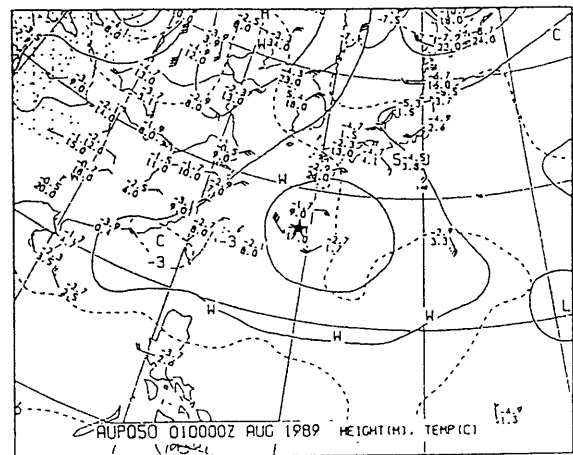
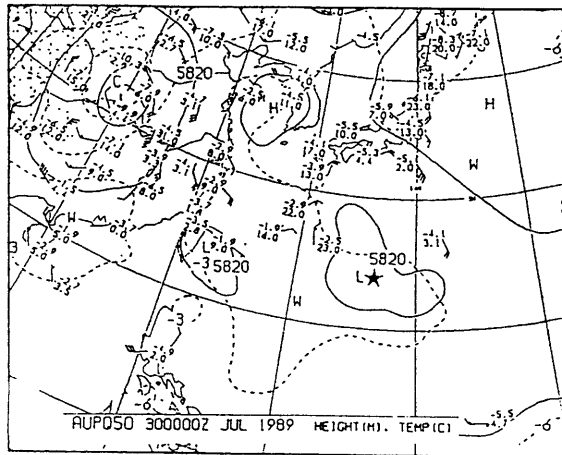
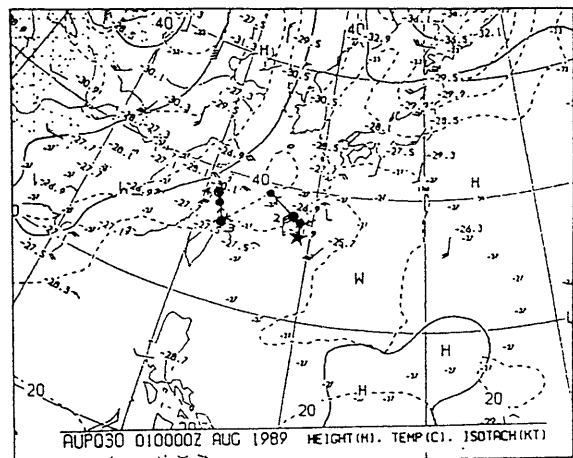
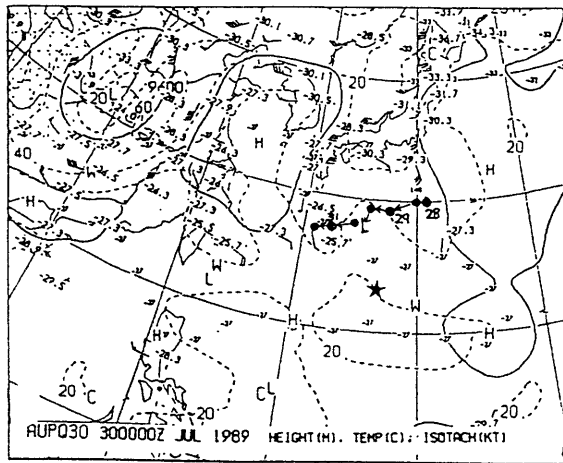


Figure 8.2 Upper air analyses around T8912.

(a) 3000Z, 1989 Jul. (b) 0100Z, 1989 Aug.

Solid and dashed lines are contours of geopotential height and isotachs, respectively. Symbol "★" and "L" show center of low and upper level circulations, respectively.

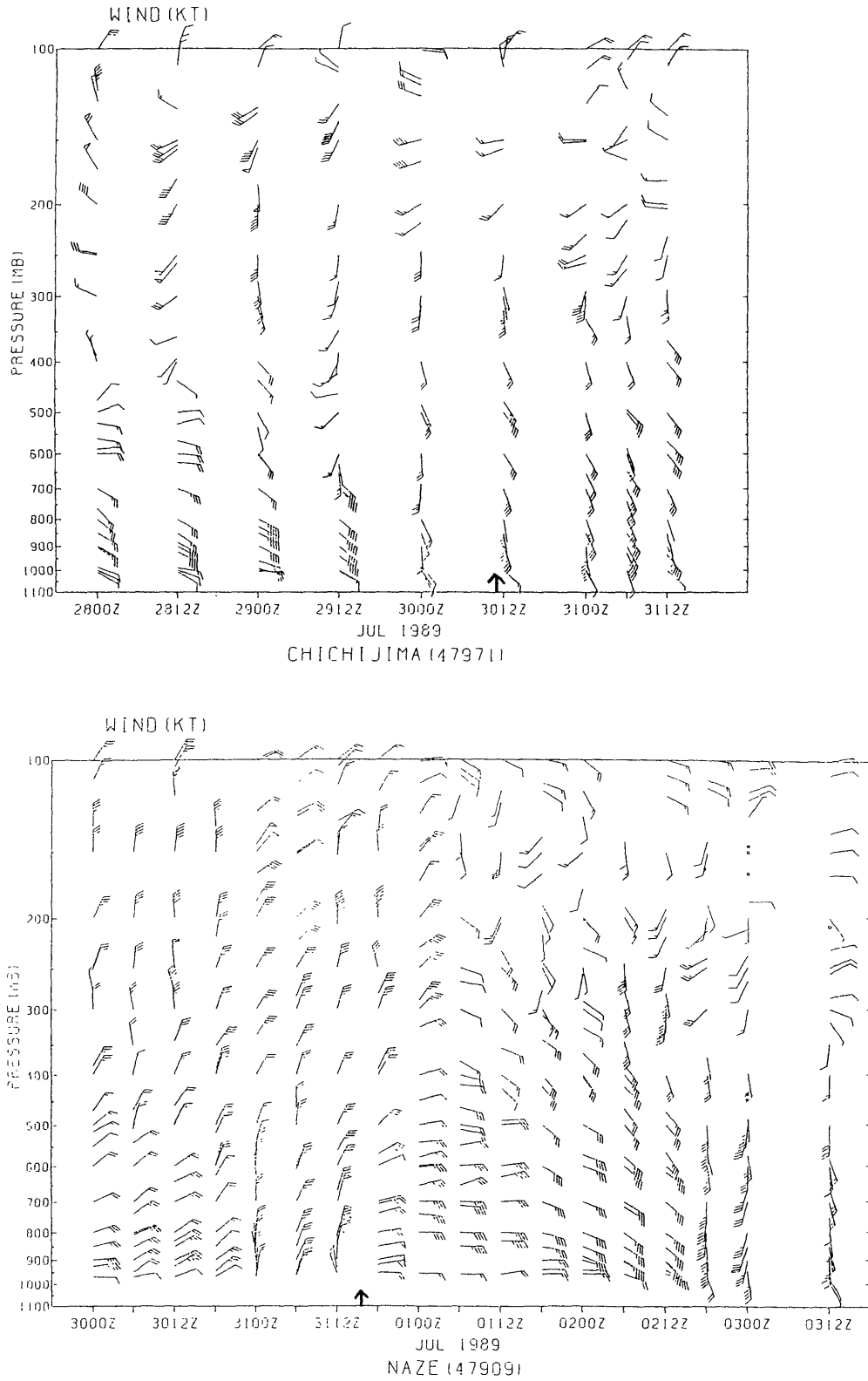


Figure 8.3 Time-height cross section of winds at Chichijima and Naze.

(a) at Chichijima from 2800Z to 3112Z, 1989 July.

(b) at Naze from 3000Z, Jul. to 0312Z, 1989 August.

Arrows show the time when typhoon approached nearest to observatory.

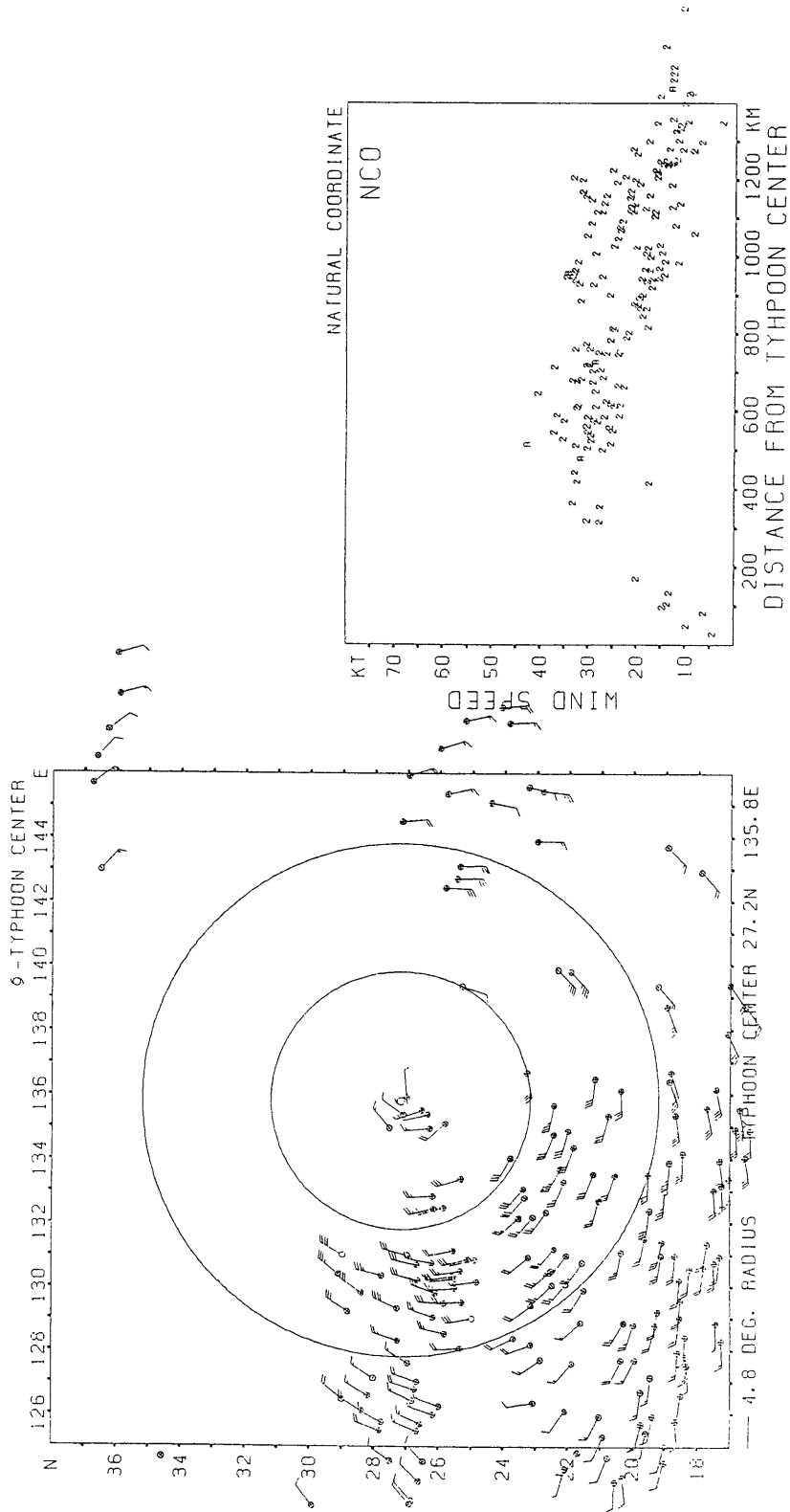


Figure 9.1 Distribution of satellite-derived low level winds around T9112 at 1900Z, 1991 August.

Left figure shows horizontal distribution around typhoon center and right figure shows radial distribution. Symbols 'A' and '2' in right figure shows cloud selection for wind speed calculation was carried by computer and man, respectively.

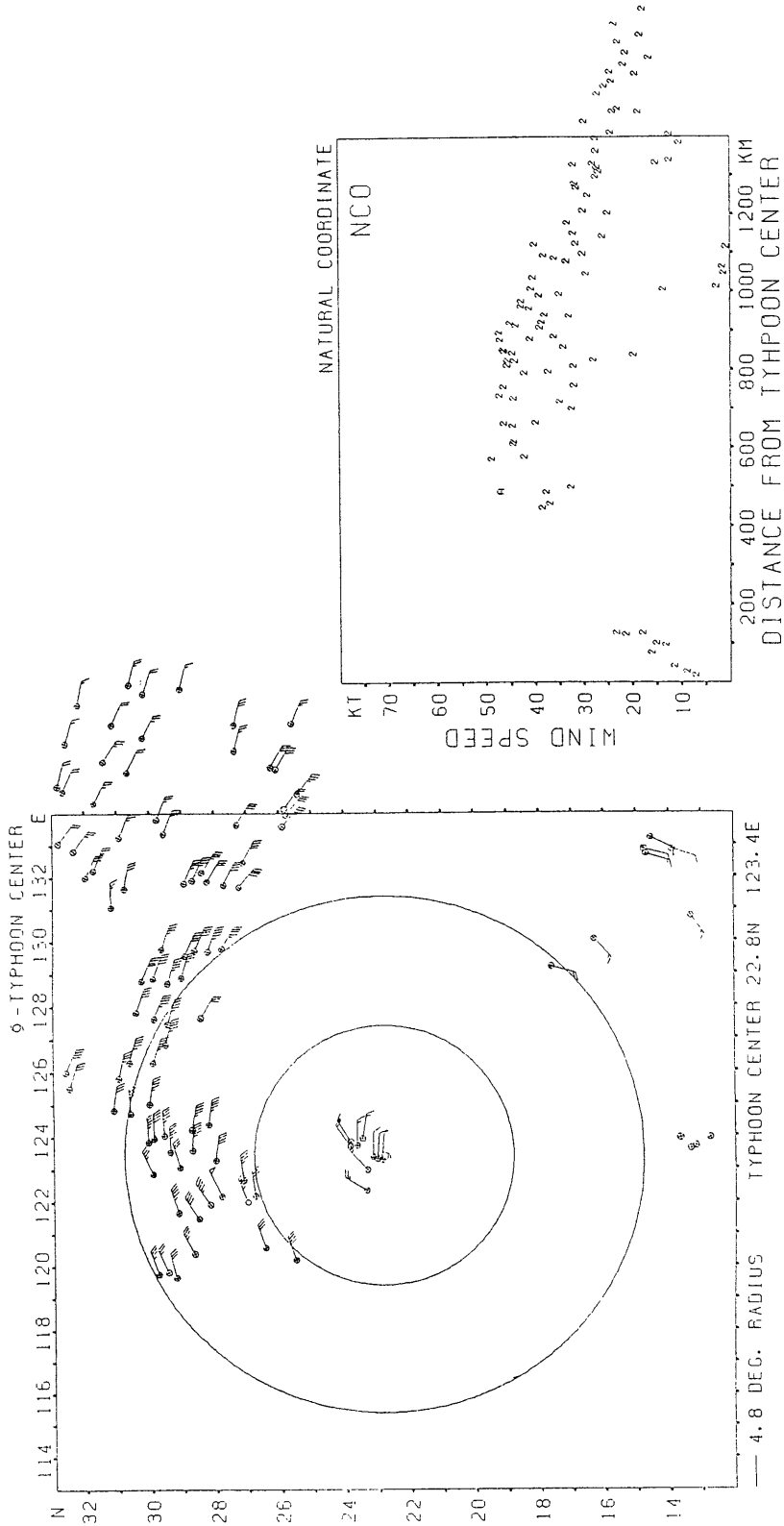


Figure 9.2 Distribution of satellite-derived low level winds around T9216 at 2900Z, 1992 August.

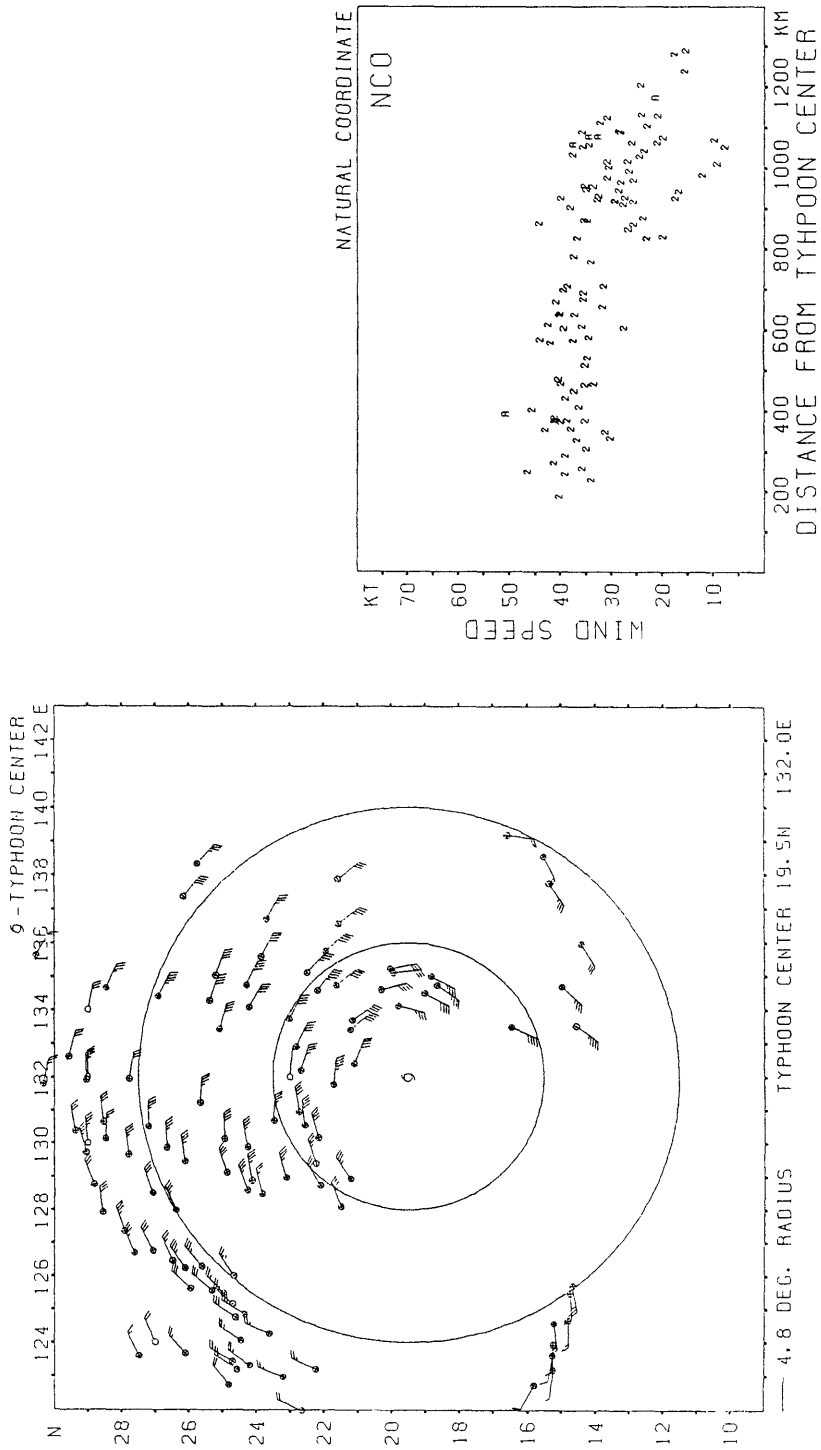


Figure 9.3 Distribution of satellite-derived low level winds around T9012 at 1600Z, 1990 August.

も使用できる (Ohsima et al., 1991)。これによってデータの無い海上でも雲さえあれば広範囲に渡って風が推測できる。

衛星風の算出は算出用の画像データのある1987～1992年に発生した候補台風と若干数の通常台風について実施した。通常台風は候補台風との比較のために実施したもので、候補台風と同程度の中心気圧を持つものを選んだ。

算出に使用した画像は、一時刻につき、30分間隔で撮影された三枚の画像である。算出には気象衛星センターで現業的に使用している台風周辺の下層衛星風を算出するプログラムを使用した。衛星風を算出する雲の指定は現業的にはプログラムが自動的に指定している。しかし、これでは得られる風ベクトルの数が少ないため、プログラムによる自動指定に加えてマニュアル作業による雲指定を行って、算出ベクトル数を増やした。

図9.1、9.2に候補台風であるT9112、T9216の下層衛星風分布を示す。この台風の雲パターンはそれぞれ偏在型と分散型である。また、図9.3に通常台風の

例としてT9125の風分布を示す。図には台風中心を中心とした風の水平分布と動径方向の風速分布を示してある。動径方向の分布図中、「A」及び「2」はそれぞれコンピューター及びマニュアル作業によって算出雲が指定された事を示している。

動径方向の風速分布を見ると、得られた風速にはかなりのばらつきがあるものの、候補台風では中心付近は風が弱く、中心から離れるにしたがって強くなっている。そして中心から400～600km付近で最大となり、それ以遠ではゆっくり減少している。これは明らかに台風の通常の風分布と異なる。一方、通常台風の例である図9-3では、ばらつきは多いが、200～800kmまでははっきりしたピークはなく、中心に近づくほど増加する傾向にある。中心付近はCbが多くデータがない。この分布傾向はより強い通常台風が示す衛星風分布でも同じである。

衛星風を算出した全台風について風分布が通常台風の的であるかないかをまとめたものが表3である。この表には雲パターンとの関係を見るために雲パターンの状況も併せて示してある。これによると、雲パターン

Table 3 Classification of selected typhoons in a viewpoint of their cloud distributions and satellite-derived low level wind.

Selected typhoons are divided into four classes owing to whether their cloud and low level wind distributions are the same as the ordinary typhoons or not. Numbers after typhoon number in columns of typhoons of extraordinary cloud show pattern number shown in Fig.1.

	extraordinary cloud pattern	ordinary cloud pattern
extraordinary wind distribution	T 8 8 1 6 (①) T 8 9 1 2 (⑥), T 8 9 1 7 (⑤) T 9 1 1 2 (③), T 9 1 1 3 (①) T 9 1 1 8 (⑥) T 9 2 1 4 (⑥), T 9 2 1 6 (④)	T 9 2 2 3
ordinary wind distribution	T 8 9 2 0 (②), T 8 9 2 2 (⑤) T 9 2 0 8 (④)	T 9 0 1 2, T 9 1 2 5, T 9 2 0 T 9 2 0 5, T 9 2 0 9

が通常台風と異なるものは風分布も異なっており、通常台風の雲パターンを持つものは風分布も通常台風の風分布を持つという傾向が見られる。また、候補台風の雲パターン分類との関係を見ると、波動、偏在、雲橋型はいずれも最大風速が中心から大きく離れているという亜熱帯低気圧の風分布をしている。一方、閉塞型は通常台風の分布で、残りの二つの型は両方の分布が見られる。候補台風のうち、雲パターンが通常台風と異なっているのに通常台風の風分布を持っているものについては、中心付近に比較的 Cb が多く、風の算出対象となる下層雲が少ないために、中心付近のデータが得られず、通常の分布が得られている可能性はある。

7. 亜熱帯低気圧の特徴

候補台風の持つ特徴について 4～6 章で述べた調査の結果をまとめると以下ようになる。

○温度分布

- ・擾乱の中心付近で相対的な寒気場あるいは寒気核になっているものが多い。
- ・弱い前線帯上に発生し、その北側で弱い寒気移流の認められるものがある。
- ・擾乱の周辺では、北緯30度付近まで南下してきた寒冷低気圧の周りを回るショートトラフや 500hPa でも明瞭な UCL など寒気を伴った擾乱が存在していることが多い。

○渦管の位置と温度

- ・上層と下層で渦管の位置がずれているものがある。この場合、下層の渦は暖域、上層の渦は寒気域になっている。

○風分布

- ・最大風速が中心付近でなく、中心からかなり離れた所にある。衛星風によると中心から 400～600km の所に最大風速域がある。このため、同程度の強度を持つ通常台風と比べて風速 15 m/s 以上の強風域の大きさが非常に大きい。

○雲パターンとの関係

- ・波動型は弱い前線帯上に発生している。
- ・分散型は UCL から変化している。

- ・残りの型についてははっきりとしたことは言えないが、寒冷低気圧や UCL などの寒気を伴った擾乱が周辺に存在していることが多い。
- ・波動、偏在、雲橋型はいずれも、衛星風で見ると最大風速は中心付近でなく、中心からかなり離れた所にある。閉塞型は通常台風の分布で、残りの二つの型は両方の分布が見られる。

事例数が少ないために必ずしも普遍的な特徴とは言えないが、上記の温度、渦管、風分布の特徴はいずれも通常の熱帯低気圧が持つ特徴と異なっている。中心の寒気核や周辺の寒気を伴った擾乱の存在、最大風速が中心から 400～600km の所にあることはこれまでの調査にある亜熱帯低気圧の特徴と合致する。

雲パターン別にみると、波動型の雲パターンを持つ擾乱はその発生時の総観場の状況から WMO の定義の一番目に該当すると考えられ、衛星風による最大風速も中心から離れていることから亜熱帯低気圧であると考えて良いと思われる。

分散型は UCL から変化していることから WMO の定義の二番目に該当すると考えられる。衛星風分布でも最大風速は中心から離れている例があり、亜熱帯低気圧である可能性は大きい。

偏在型は T8811 の例はやはり総観場の状況から WMO の定義の一番目に該当すると考えられるが、衛星風のデータが取れていない。逆に T9112 の例では総観場での亜熱帯低気圧的特徴は見いだせないが衛星風分布は上記二つのパターンと同様である。

雲橋型は WMO は基準には合致していない。しかし、衛星風分布では最大風速は中心から離れたところにある。

閉塞型と温低型は温低型の一部を除いて、台風と同様の風分布となっているし、温低型では中心付近の弱い暖気核構造が確認され、これまでの調査結果と一致するような結果は得られなかった。

8. ドボラック法の適用の妥当性

ドボラック法は通常の台風の雲パターンをもとに台

風の強度を推定している。したがって、雲パターンの異なる亜熱帯低気圧ではこの方法の適用が妥当かという問題が生じる。そこで、ドボラック法の適用の妥当性を検討するために、候補台風についての強度推定値が妥当なものであったか否か調査をした。この調査では、ドボラック法により得られた候補台風の強度を気象庁がベストトラックとして決定した強度と比較し、その差の大小により妥当性を検討することとした。

比較はドボラック法により得られたCI数とベストトラックの中心気圧をCI数に換算したものを使用した。また、比較を行った台風は、気象衛星センターで計算機を使用した現行の強度推定処理を開始した1987年以降の候補台風であり、さらに台風が日本に300km以内に近づいて観測が強化され、データが豊富となる期間のみを対象とした。

表4に候補台風とそれぞれの台風に対するドボラック法のCI数とベストトラックの換算CI数との差の平均(ΔCI)を示す。符号はドボラック法のCI数が大きい場合を正にとってある。表中の ΔCI は負となっている台風が多く、網掛けをほどこした $\Delta CI \leq -0.5$

のものが6個と50%強を占めている。一方、 ΔCI が正となっている台風もあるがその数は3個で、 ΔCI の値もすべて0.5より小さい。これからドボラック法は亜熱帯低気圧と思われる擾乱に対してはCI数にして0.5~1.0程度、実際より弱めに強度を推定していることが言える。

Koba et al. (1991)の北西太平洋の台風におけるCI数と中心気圧の関係を求めた調査によると、CI数とベストトラックの換算CI数との差は全観測の%が ± 0.5 以内におさまっている。したがって、通常台風に対するドボラック法の推定誤差はCI数で ± 0.5 と考えて良いであろう。今回の調査では50%強の観測で、差の絶対値は0.5を超えており、ドボラック法を適用して得られた強度は実際より弱めに見積もられると言えよう。

9. 亜熱帯低気圧に対する強度推定法

前章の結果により、ドボラック法は亜熱帯低気圧と思われる擾乱の強度見積もりには適切な方法とは言い難いことがわかった。そこで、亜熱帯低気圧用の強度

Table 4 Differences of CI numbers between Dvorak's method and JMA's intensity for selected typhoons.

Numbers of the cloud pattern correspond to those in Fig.1. Symbol "X" shows that the comparison is impossible due to its large distances from meteorological observatories. Values of CI number difference, less than -0.5, are shaded.

Typhoon	T 8811	T 8813	T 8815	T 8816	T 8912	T 8917	T 8920
Cloud Pattern	③	③	④	①	⑥→③	⑤	②
ΔCI	+0.2	×	×	+0.4	-0.6	-0.8	-0.1
Typhoon	T 8922	T 9112	T 9113	T 9118	T 9208	T 9214	T 9216
Cloud Pattern	⑤	③	①	⑥	④	⑥	④
ΔCI	+0.3	-0.8	-0.3	-1.0	×	-0.5	-1.0

推定法をドボラック法を改良する方向で検討してみた。

まず、ドボラック法においては CI 数を求めるまでにいくつかのパラメーターを決定しなければならないが、これらのうち亜熱帯低気圧にもそのまま適用できるものがあるかどうか調べてみた。表 5 は衛星風データで中心付近に最大風速が無く、亜熱帯低気圧である可能性が大きいとした候補台風と通常台風について、CI 数を決定する過程で得られるいくつかのパラメーターを示したものである。表中、CI (O)、 Δ CI (O) はドボラック法により決定した CI 数とそのベストトラックとの差を示す。T 数、DT 数、PT 数が CI 数決定前に求められるパラメーターである。T 数は観測時

の台風の雲パターンから求められる強度を示す指数で、DT 数、PT 数に加え MET 数と呼ばれる三種類の指数を求め、そのうち最も信頼性が高いと思われるものを T 数として採用することになっている。

表 5 から候補台風に対する T 数として PT 数を採用している場合と DT 数を採用している場合があるが、いずれの場合も Δ CI の絶対値は大きいことがわかる。また、DT 数を採用している場合に PT 数を採用してみても Δ CI の絶対値は小さくならない。したがって、DT 数と PT 数の二つについて補正または改良を考える必要がある。

改良の方向性としては以下の点が考えられる。

Table 5 Detail of analysis of Dvorak's method for typhoons with extraordinary distribution of satellite-derived low level wind speed.

Rows above and below wave-like line show values for selected and ordinary typhoons, respectively.

MSLP and MWSV are minimum sea surface pressure and maximum wind speed, respectively. T, DT and PT are indices which are determined by Dvorak's method before determining CI number. CI (O) and CI (N) are CI numbers which are determined by Dvorak's method and by proposed method in this paper, respectively. Δ CI (O) and Δ CI (N) are differences between CI numbers mentioned above and CI number transformed from MSLP.

Shaded area at the column of DT or PT shows that DT or PT number is adopted for T number.

Typ. Num.	Date	MSLP hPa	MSW m/s	CI (O)	Δ CI (O)	T	DT	Cloud pattern	PT	CI (N)	Δ CI (N)
8816	090300	996	20	2.5	+0.2	2.5	2.5	band	2.0	2.5	+0.2
8912	073000	992	20	2.0	-0.6	2.0	3.0	shear	2.0	2.5	-0.1
8917	082600	985	25	2.0	-1.2	2.0	2.0	band	2.0	2.5	-0.7
9112	081600	992	18	2.0	-0.5	2.0	2.0	band	2.0	2.5	0.0
9113	082800	996	18	2.0	-0.2	2.0	2.5	shear	2.0	2.5	+0.3
9118	091800	980	30	2.5	-1.3	2.0	2.0	band	2.0	2.5	-0.8
9214	082000	996	18	1.5	-0.7	1.5	2.5	shear	1.5	2.0	-0.2
9216	082900	985	20	2.0	-1.2	2.0	2.0	band	2.0	2.5	-0.7
9223	101400	992	20	1.5	-1.0	1.0		---	1.0	1.5	-0.5
9012	081600	980	30	3.5	0.0	3.0	3.0	shear	2.0	---	---
9125	110400	998	18	2.5	+0.5	2.5	2.5	band	2.5	---	---

- DT 数については新たな測定法を考える、または測定値と DT 数との関係を変更する。
- PT 数については Hebert and Poteato (1975) が作ったような亜熱帯低気圧専用の雲パターン図を作る。

しかしながら、この方向で補正方法を検討するには現段階ではまだ事例数が十分では無いと考えられる。したがって、今回の調査では具体的な調査開発は行わずに事例の蓄積を持つこととした。

なお、表5から PT 数は T 数としての採用の如何に係わらず、 ΔCI が $-0.5 \sim -1.0$ と一定していることから、PT 数に補正を加えたものを T 数として採用し、最終的な CI 数を求めるという簡便な補正方法が考えられる。上記の方針に従った調査の結果が得られるまではこの方法が利用できるであろう。表5には PT 数に 0.5 を加えることにより得られた CI 数と ΔCI を CI (N)、 ΔCI (N) の欄に示してある。

10. まとめ

この調査では北西太平洋で発生する亜熱帯低気圧と思われる擾乱について、その構造や総観場の特徴、雲パターンやその構造、総観場との関係、さらにこういった擾乱へのドボラック法の適用の是非について調査した。構造については擾乱が海洋上に位置することが多く、データ不足のため十分に解明することはできなかった。しかし、雲パターンや風分布の特徴と熱帯低気圧のそれとの違いが把握でき、一部の擾乱については事例解析により構造の一端が明らかになった。また、ドボラック法についても亜熱帯低気圧と思われる擾乱に適用することは適切ではないことが示され、その簡便な補正法を提案した。

亜熱帯低気圧と思われる擾乱の雲分布の特徴で熱帯低気圧のそれと違う点は、1) 中心付近に Cb がなく、2) 中心の北から東に中心から比較的離れて Cb が存在するという二点に要約される。また、雲分布の細かい特徴から六つの雲パターンに分類が可能である。

下層衛星風からは、これらの擾乱の多くについて、中心からかなり離れた所に最大風速があるという分布結果が得られた。事例解析からは中心の寒気核を持っていたり、弱い前線帯対応の雲バンドに発生した擾乱があった。こういった結果は北西大西洋や北東太平洋で発生する亜熱帯低気圧の特徴と一致するものである。

次に亜熱帯低気圧と思われる擾乱は雲パターンが通常の台風と異なっているために、ドボラック法で推定した強度がベストトラックのそれより 0.5~1.0 程度低く出て、強度推定にドボラック法をそのまま用いるのは適切でないことがわかった。

そこで、亜熱帯低気圧用の強度推定法として、ドボラック法を改良する簡便な方法を提案した。これは T 数として PT 数を採用し、得られた PT 数に 0.5 を加える方法である。こういった簡便法ではなく、より根本的な改良法が必要であるが、現段階では事例数が十分でないので、亜熱帯低気圧のより詳しい構造と共に、今後の事例の蓄積を持って改めて調査の必要がある。

謝辞

本稿をまとめるに当たり、有益な助言をいただきました、気象庁予報部予報課の阿部調査官に感謝の意を表します。

参考文献

- Cochran, D. R., 1976: Unusual tropical development from a Mid-Pacific cold low. *Mon. Wea. Rev.*, 104, 804-808.
- Dvorak, V. F., 1984: Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. NOAA Tech. Rep., NESDIS 11, 47pp.
- Erickson, C. O., 1967: Some aspects of the development of hurricane Drothy. *Mon. Wea. Rev.*, 95, 121-130.
- Hebert, P. J. and Poteat, K. O., 1975: A classification technique for subtropical cyclones, NOAA Tech. Memo., NWS-sr-83.
- Koba, H., Hagiwara, T., Osano, S. and Akashi,

- S., 1991: Relationship between CI number and minimum sea level pressure / maximum wind speed of tropical cyclones. *Geophysical Mag.*, 44, 15-25.
- Ohshima, T., Uchida, H., Hamada, T. and Osano, S., 1991: A comparison of GMS cloud motion winds with ship-observed winds in typhoon vicinity. *Geophysical Mag.*, 44, 27-36.
- Simpson, R. H., 1952: Evolution of the Kona storm, a subtropical cyclone. *J. Met.* 9, 24-35.
- Simpson, R. H. and Pelissier, J. M., 1971: Atlantic hurricane season of 1970. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 269-277.
- Spiegler, D. B., 1971: The unnamed Atlantic tropical storms of 1970. *Mon. Wea. Rev.*, 99, 966-976.
- WMO, 1977: WMO Technical Note, No. 473, 67-72.