

# 気象衛星ひまわりの赤外輝度データでみた台風 8013 (ORCHID) のライフサイクル

柿 本 均・光 田 寧

## LIFE CYCLE OF TYPHOON 8013 (ORCHID) AS OBSERVED BY THE IR BRIGHTNESS DATA OF GMS

By *Hitoshi KAKIMOTO and Yasushi MITSUTA*

### Synopsis

Life cycle of Typhoon 8013 (ORCHID) was analyzed using the infrared brightness data of the Geostationary Meteorological Satellite (GMS). This typhoon first appeared as a tropical depression near the Caroline Islands Sept. 4, 1980, developed to typhoon intensity a week later near Okinawa and landed on the southern end of the Kyushu Island. Changes in cloud system are seen prior to the changes in the intensity of the typhoon. The typhoon has shown rapid development soon after a small dip was seen in the center of a cloud dome top, which means that the typhoon has changed from one-cell vortex to two-cell vortex. Weakening of the typhoon was also seen on the cloud pattern a little before the central pressure increased.

### 1. はじめに

気象衛星ひまわりの赤外輝度データを用いて、台風 T. 8013 (ORCHID) に伴う雲系を、そのほぼ一生にわたって追跡した。この台風は1980年9月4日9時にカロリン群島付近で、弱い熱帯低気圧としてはじめて天気図上に現れ、ゆっくりと発達しながら北または北西に進み、9月7日9時にはマリアナ諸島西方海上で台風強度 (Tropical Storm) に達した。その後沖縄南東海上において9月10日9時ごろ、中心気圧は最低(960mb)となり、大型で強い勢力をもつようになった。台風はその勢力をほぼ維持したまま、9月11日7時50分には九州・大隅半島へ上陸したが、その後は速度を急に増大し、勢力を弱めながら周防灘、山口県、山陰沖の日本海を経て沿海州に達し、温低化した。

過去においても気象衛星の資料による台風の研究例は若干存在するが、衛星が実用化されてから未だに日は浅く、それほど多くの場合について調べられているわけではない。特に静止気象衛星による連続的な観測が可能になる以前は、わずかに Dvorak<sup>1)</sup> による、熱帯低気圧に伴う雲パターンの定性的な分類と強度推定法があげられる程度であった。

その後衛星の輝度データを定量的に扱った例としては、Browner et al.<sup>2)</sup> や Muramatsu<sup>3)</sup> が、台風域内の雲活動には早朝に極大、午後極小となる日周変化があることを、雲頂温度の変化から見出した報告がある。また台風の強度の予報という立場から研究した例としては、Gentry et al.<sup>4)</sup> や 島田・内田<sup>5)</sup> のように、台風に伴う雲系を中心からいくつかの同心円状のリングに分け、それら各部分内の雲頂温度が、台風の強度変化の傾向とどのような関係があるかを論じたものがある。また Shimizu<sup>6)</sup> は台風の雲活動の活発さを表わす指標として、雲頂温度と中心から一定距離内の雲占有率などばかりでなく、雲頂温度の標準偏差の大きさを採って議論している。

この論文で取り扱う衛星の赤外輝度データは、256 (=2<sup>8</sup>) 階調にデジタル化された数値であり、放射計の

センサーがスピンしながら走査する際に、視野内に入射する赤外放射量 ( $W/cm^2 \cdot sr$ ) に対応している。またこれは輝度温度 (Equivalent Blackbody Temperature:  $T_{BB}$ ) にも対応づけられ、視野内に現れる雲の雲頂温度または地表面温度を示していると考えられることができる。台風などのような顕著な熱帯擾乱に伴う雲系の、最も上方へ突出した部分の雲頂温度 ( $T_{BB}$ ) は  $-70^{\circ}C$  以下であり、高度にすれば 16 km 以上にも達する。ここでは台風雲系の雲頂 (最低温度部) 温度や、低温域の面積・形状などの時間変化を調べて、雲系の活動の消長や日変化の様子を、T. 8013 の発生から上陸までについて解析した結果を報告する。

2. 衛星資料で見た台風 8013 の一生の概要と渦の形態

Fig. 1 に T. 8013 (ORCHID) の経路図を示す。地上天気図における中心位置のほかに、▲で示された点は中心から最も近い  $T_{BB}$  の低い領域中で、最低温度を示した画素 (ピクセル) の位置である。▲の点が必ずしも低温領域の幾何学的中心にあったわけではないが、冷たい雲の覆いが中心から見て、どのような方位・距離にあったのかの一応の目安にはなる。9日以降最盛期にかけて、地上天気図の中心位置付近には  $T_{BB}$  の高い (暖い) 領域が残り、その周囲を Eve Wall に相当する極めて低温の領域が取り囲むという形になっている。そしてこの低温域は中心から見て、おもに南側半円に存在していたことがわかる。

この台風が弱い熱帯低気圧として最初に現れた9月4日9時における、この擾乱とその周囲の雲の様子を、赤外輝度データをもとにドットイメージで表現したのが、Fig. 2(a) である。地上天気図の中心は  $8.8^{\circ}N, 147.0^{\circ}E$  にあり、海面中心気圧は 1000 mb であった。Fig. 2(b) は (a) の図中に示した直線に沿って、雲頂の東西断面の形状を輝度温度で見た図である。注目する擾乱は東西方向に約 200 km とサイズは小さいが、雲頂には平坦な面を持ち、周囲の雲塊からは孤立した単一の Cloud Cluster として

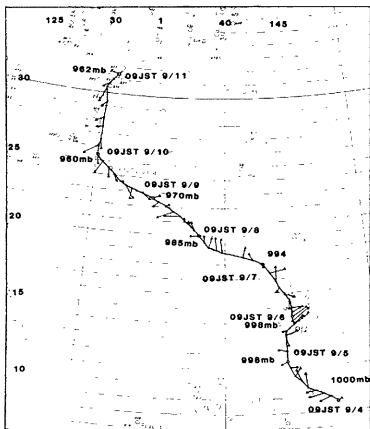
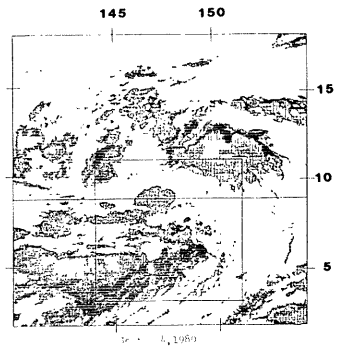


Fig. 1 The track of Typhoon 8013 (ORCHID). The mark ▲ shows the coldest pixel in the cloud area near the system center.



	$T_{BB} \leq -80^{\circ}C$		$-60^{\circ}C < T_{BB} \leq -50^{\circ}C$
	$-80^{\circ}C < T_{BB} \leq -70^{\circ}C$		$-50^{\circ}C < T_{BB} \leq -40^{\circ}C$
	$-70^{\circ}C < T_{BB} \leq -60^{\circ}C$		$-40^{\circ}C < T_{BB}$

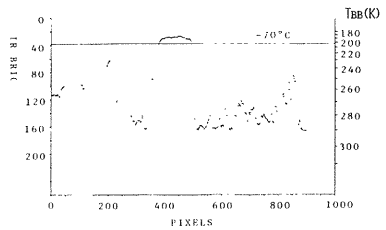


Fig. 2 (a)  $T_{BB}$  areal distribution for 09JST Sept. 4, 1980. Thresholds of  $T_{BB}$  are  $-80^{\circ}C$ ,  $-70^{\circ}C$ ,  $-60^{\circ}C$ ,  $-50^{\circ}C$  and  $-40^{\circ}C$ .  
 (b) West-East cross section of the cloud top  $T_{BB}$  through the system center.

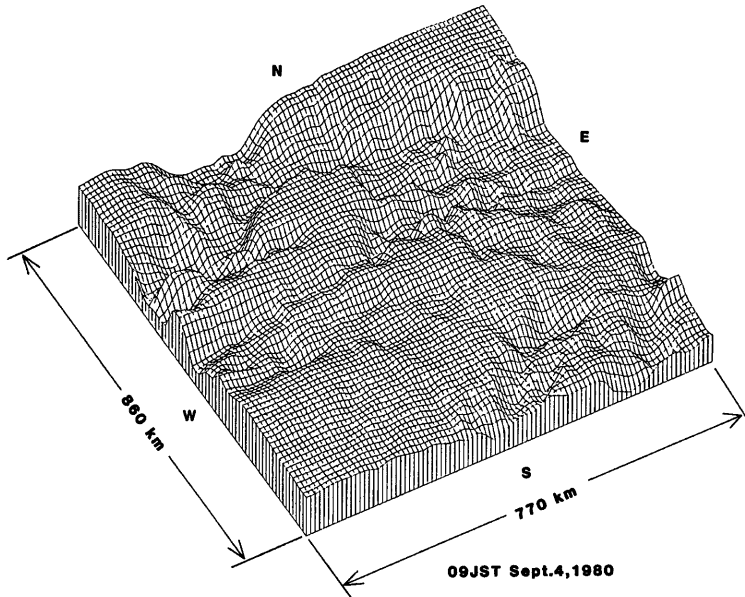


Fig. 3 A bird's-eye view of the cloud top topography corresponding to the IR brightness data in the inner rectangular area of Fig. 2(a)

最初に現れたことがわかる。Fig. 3 は Fig. 2(a) 中の枠内の範囲について、輝度レベルを高さに置き換えて、雲頂面の凹凸の様子を鳥瞰図的なイメージで表わしたものである。周囲にはこの TD になったシステムと同程度の高さ、水平スケールをもつ Cloud Cluster がいくつも見られる。

その後この擾乱はゆっくりと発達し、9月7日9時には台風強度(中心示度 994 mb)に達したが、雲系のサイズは東西方向に約 350 km とやや拡大したものの、この時点ではまだ単一の Cloud Cluster であり、台風の渦の形態は中心に上昇流域をもつ One Cell 型<sup>7)</sup>を保っているようであった。

台風の渦の形態に変化が見られてきたのは、9月8日1時の観測データからである。前述のほぼ円形で頂部が平坦な雲塊の中心に、小さな(直径 30 km 程度)へこみが認められたのである。Fig. 4 はこの円形の突出部の雲頂面の様子を、台風が 19°N, 139°E 付近にあった9月8日3時のデータについて鳥瞰図で表わしたものである。この時の中心気圧は 990 mb になっていた。平坦な円形の雲頂面の中央部に、眼の形成を思わせるへこみが現れているのがわかる。比較のために、発生期(4日9時)における台風の雲塊の雲頂面を同じ拡大率で表わした鳥瞰図を Fig. 5 に示す。これには Fig. 4 に見られるようなへこみは認められない。Fig. 4 に示した雲頂のへこみをもう少し詳細にながめるために、輝度データを低温側からドットイメージで 1 レベルずつ ( $T_{BB}$  で約 1.8°C ごと) 打ち出させたものを並べて示したのが Fig. 6 である。これからこのへこみの深さは 6 レベル、 $T_{BB}$  にして約 9°C の上昇に相当することがわかる。これは雲塊の中心部に下降流域が生じたために、その部分の雲が低くなった結果と考えられる。即ちこの時期(8日1時)ごろから台風の渦は、中心に下降流域をもつ Two Cell 型<sup>7)</sup>の渦に移行していったことを示している。

中心気圧はこの時刻と相前後して急速な降下を開始しており、One Cell 型の渦から Two Cell 型の渦への遷移と共に台風は急速に発達し始めたものと思われる。実際、それ以前は3日間で 6 mb という中心気圧

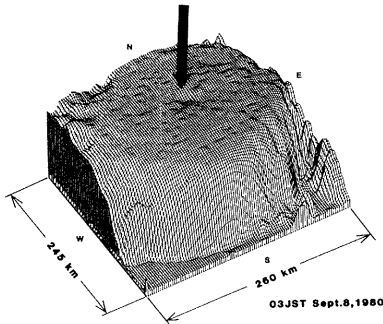


Fig. 4 A bird's-eye view of the upper surface of the circular cloud cluster, on which there appears a tiny dip, for 03JST Sept. 8, 1980

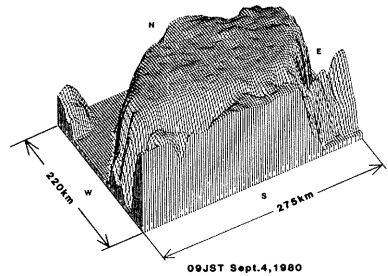


Fig. 5 Same as Fig. 4, except for 09JST Sept. 4, 1980 (Any dips can not be seen on the top of the cloud cluster.)

の深まりの速さであったものが、この時期では 12 mb/day くらいになっている (Fig. 11)。

このような雲パターンは 8 日 9 時ごろまで続くが、その後は低温領域の拡大・分散とともに、それに囲まれる中心の高温域も不規則な形状ながら広がっていく傾向を示す。また直径 1,000 km くらいの範囲内の雲が、周辺部のバンド状構造として台風の一部をなすように見えてくる。このような雲の様相の変化に対応して、台風は発達を続けながら北西に進み、沖縄の南東海上で 10 日 9 時ごろ最盛期をむかえた。この時の中心気圧は 960 mb であり、最大風速 35 m/s の大型で強い勢力をもつようになっていた。Fig. 7(a) はその少し前、10 日 3 時における台風雲域をドットイメージで表わしたものである。雲域は東西約 1,000 km に拡大している。また Fig. 7(b) は中心を通る雲頂の東西断面を  $T_{BB}$  で表わしたもので、中心付近に台風眼の暖域を残し、その周囲を雲頂が比較的平坦で低温の領域が取りまいている様子がわかる。また Fig. 8 は Fig. 7(a) 中の枠内の領域について、雲頂面の形状を鳥瞰図で表わしたものである。台風眼の直径は 130 km くらいであり、その中心の  $T_{BB}$  の最高値はほぼ  $0^{\circ}\text{C}$  である。なおこの明瞭な台風眼はその後 10 日 18 時まで認められた。Fig. 7, Fig. 8 では台風の北東側から南側にかけて顕著なスパイラルバンドが現れている様子がわかるが、このバンドは 9 日 21 時以降、中心の雲塊の外縁から分離し、外側へ向かって移動していたものである。

台風は南大東島付近を通過後、進路を真北に転じ、11 日 7 時 50 分ごろには大隅半島南端に上陸した。上陸時の中心気圧は 962 mb、最大風速は 35 m/s、風速 25 m/s 以上の暴風域は半径 200 km、風速 15 m/s 以上の強風域は東側 800 km、西側 400 km と依然大型で並の勢力を保っていた。Fig. 9(a) は上陸直後の 11 日 9 時における雲域のドットイメージであり、Fig. 9(b) は中心を通る雲頂の東西断面図である。気象庁発表の中心位置は  $31.5^{\circ}\text{N}$ ,  $131.1^{\circ}\text{E}$  にある。ここまで中心気圧にはまだほとんど衰弱の傾向が見られないが、すでにこれより 12 時間前の 10 日 21 時から眼のパターンは消失し、雲域が狭くなり始めるなど、雲系の様相は著しく変化してきている。またもうひとつ特徴的な事としては、低温の ( $T_{BB} \leq -70^{\circ}\text{C}$ ) 雲頂部の面積が小さくなり、周辺部に比較的温度の高い雲頂面が現れ、低温域が孤立して存在するという形でなくなってきたことがある。このことは衛星から見た雲の変化が中心気圧の変化に先行するという、Shimizu<sup>6)</sup> や Gentry et al.<sup>4)</sup> の報告とも一致しており、台風の予報に役立つ知識のようである。

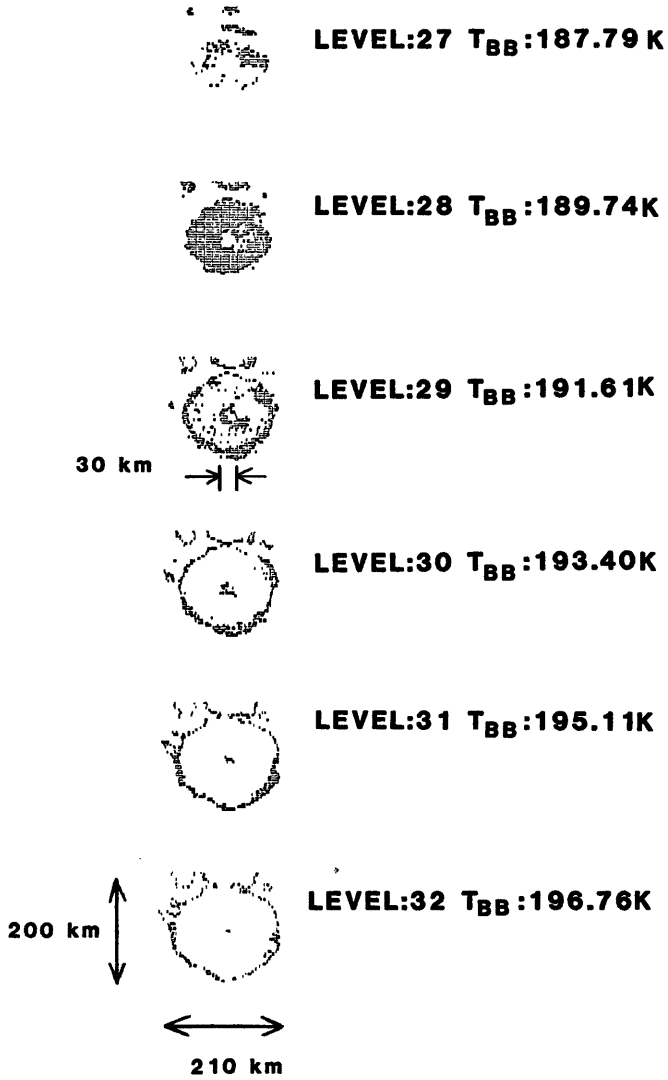


Fig. 6 Dot-images of each brightness level for the circular cloud cluster which is shown in Fig. 4

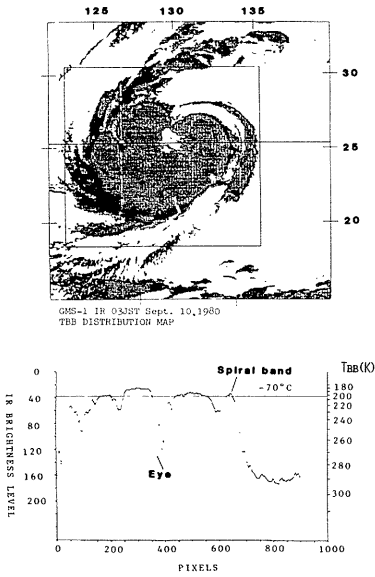


Fig. 7 (a) Same as Fig. 2 (a), except for 03JST Sept. 10, 1980  
 (b) Same as Fig. 2 (b), except for 03JST Sept. 10, 1980

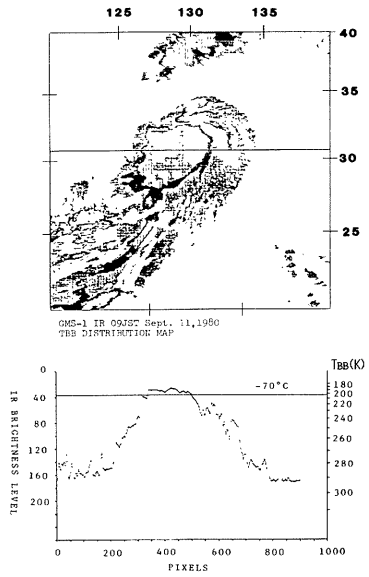


Fig. 9 (a) Same as Fig. 2 (a), except for 09JST Sept. 11, 1980  
 (b) Same as Fig. 2 (b), except for 09JST Sept. 11, 1980

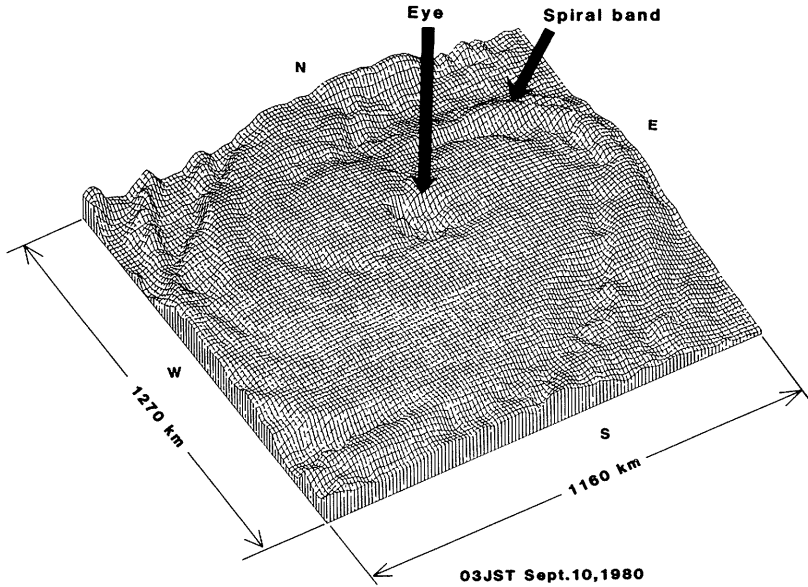


Fig. 8 Same as Fig. 3, except for 03JST Sept. 10, 1980

### 3. 赤外輝度データで見た台風域の雲の特徴について

前の章において、雲頂の輝度温度の値をあたかも高さを示す値のごとくに取り扱っているが、これは非常に発達し成層圏にその雲頂が貫入しているような積乱雲の場合、その雲頂温度はその周囲の温度と関係なく、断熱的に変化していくものと考えて良いからである。即ち成層圏内にまで発達した積乱雲の雲頂の輝度温度は、断熱減率に近い一定の割合で高さと共に減少していくから、輝度温度を高さの指標と考えることができるのである。

このことは Adler et al.<sup>9)</sup> が、北米大陸の中緯度においてであるが、非常に発達した積乱雲を飛行機から観測し、その雲頂の輝度温度と、Radar による真高度の観測を行なって得た資料から、輝度温度と真高度の対比図を作ってみた結果 (Fig. 10) から明らかである。この図中の回帰直線は温度の減率が 9.1K/km であることを示しており、相関係数は 0.87 である。なおこの実験の行なわれた時の圏界面高度は 12.5km, そこでの輝度温度は 214K (-59°C) であった。このような根拠から、輝度データを台風の

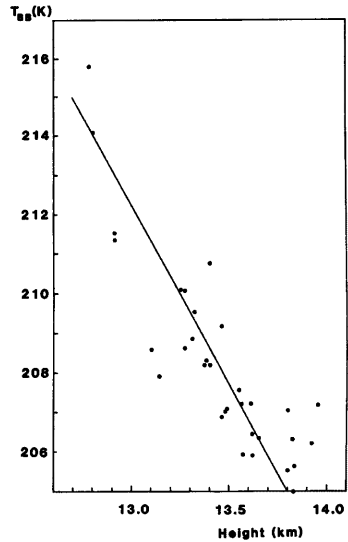


Fig. 10 The relation between radar-observed cloud top height and cloud top  $T_{BB}$  (adapted from Adler et al.<sup>9)</sup>)

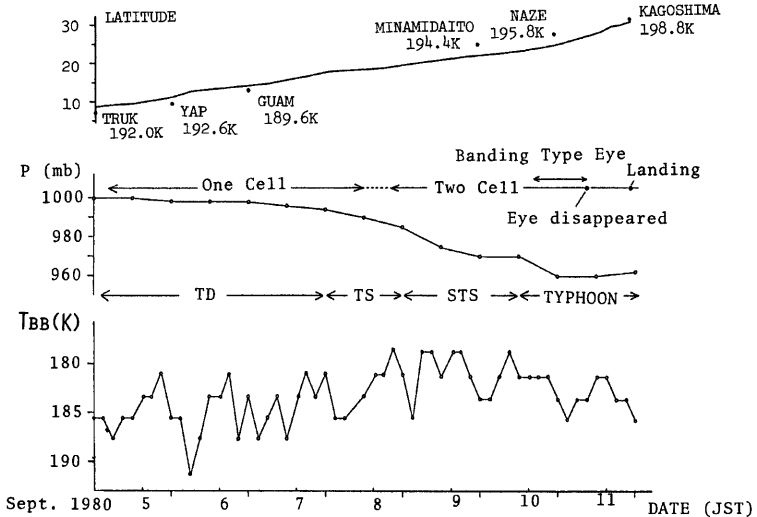


Fig. 11 Time variations of cloud top  $T_{BB}$  of the typhoon system, center pressure, the latitude, where the typhoon is, and the temperature of the tropopause near the typhoon path

雲域の雲頂高度を示すものであると見なして、雲の定量的な考察を以下に行なう。

ここでは注目する雲域中、最も低い温度部分を「雲頂温度」と定めた。Fig. 11 にこの雲頂温度の時間経過を示した。なお同時に中心気圧の変化と、台風の中心が位置した緯度、および通過した経路に近い観測点における圏界面温度も併記した。これを見ると急速な発達が始まる以前の、6日ごろまでの雲頂温度は平均で186 K (-87°C)程度であったものが、発達開始後の8日、9日では180 K (-93°C)くらいにまで降下していることがわかる。また発達開始以前においては、この平均値の上下を日周変動している様子がある。そこで発達前の3日間(4日9時~7日6時)と発達開始日からの3日間(7日9時~10日6時)に分けて、その変動成分の調和解析を行なってみた。その結果得られた各周期成分ごとの振幅を示したのが Fig. 12 である。これを見るとシステムの発達が始まる以前の、低緯度にある時期については、他の周期に比べて24時間周期の変動が支配的であることがわかる。その振幅は(両振幅で)4.8°Cで、温度の最低は local time の早朝(3時ごろ)に現れている。この時刻は熱帯における積乱雲の最も発達する時刻<sup>9)</sup>と一致している。発達開始以降については、この日変化の振幅が小さくなり、他の周期の変動との差が小さくなっている。また温度の最低が現れる時刻も変わっており、発達前に見られた日変化のパターンとは異なったものになったといえる。

一方台風中心気圧については、雲頂温度の日変化に対応するような変動の傾向を見出すことはできなかった。このように台風の雲の消長には、特に発達以前の時期において明瞭に日変化が認められるにもかかわらず、中心気圧には日変化が見られないことは、雲頂高度と渦の発達の関係が一意的なものではないことを示している。Fig. 10 に示した関係を用いて、この雲頂温度の日変化振幅の大きさを高度差に変換すると、発達前の台風系の雲頂の上下変動は530 mほどに相当することがわかる。

この時期においては、台風と直接関係のない雲塊が周囲にいくつか存在したことはすでに述べた通りであるが、それらの中のひとつで、比較的長期間

(4日9時~6日6時)にわたって追跡できたもの(以下この雲塊を非台風系と呼ぶ)について、比較のために同様に雲頂温度の日変化を調べてみた。温度が早朝に最低になる(すなわち雲頂高度は最高)傾向については、同時に存在した発達開始以前の台風系雲塊と同じであるが、振幅の大きさは温度で9.8°C、高度にして1,030 m と台風系のほぼ2倍の大きさであった。この結果は顕著な発達がまだ始まっていないとはいえ、既に下層に低気圧性循環による収束が常時存在する台風系と、そうでない非台風系との間のはっきりとした違いを表わすものと思われる。なお以上述べた日周変化成分の振幅・位相などを Table I にまとめた。

台風に伴う雲の消長を示す今ひとつの指標として、ある温度の等温線で囲まれた低温領域の面積の時間変化を採ることができる。このような解析の例として、Muramatsu<sup>3)</sup>は最盛期にある台風について、台風を含む矩形の領域中のデータから、特定の温度幅に入るピクセル数を算定している。彼は温度幅を数段階に分け、Eye wall の部分に対応する最も冷たい領域の面積は早朝に極大となり、温度の高い(したがって高度が低い)領域に向かうにつれて、ピークの現れる時刻が遅れてゆくことを示した。

しかしここでは、台風の雲系の大きさが著しく異なる長期間についてながめるのであるから、解析領域の

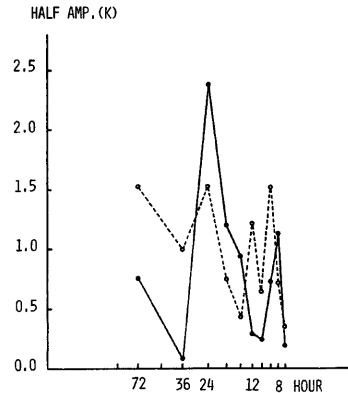


Fig. 12 Amplitudes of each fluctuating components, as obtained by harmonic analysis of cloud top  $T_B$ . Solid line corresponds to the period before the beginning of rapid development and broken line corresponds to the period after the beginning of development.



Table 1 Amplitudes (K) and minimum  $T_{BB}$  phase (JST) of diurnal oscillatory components of typhoon and non-typhoon cloud top temperature

		Full amplitudes of diurnal oscillatory components (°C)	The amplitudes in terms of height differences (m)	Pase The time when the cloud top $T_{BB}$ becomes minimum
Typhoon Cloud System	Before the beginning of system development 09JST Sept. 4~06JST Sept. 7	4.8	530	0250 JST
	After the beginning of system development 09JST Sept. 7~06JST Sept.10	3.0	330	2130 JST
Non-typhoon Cloud System	09JST Sept. 4~06JST Sept. 6	9.8	1,030	0200 JST

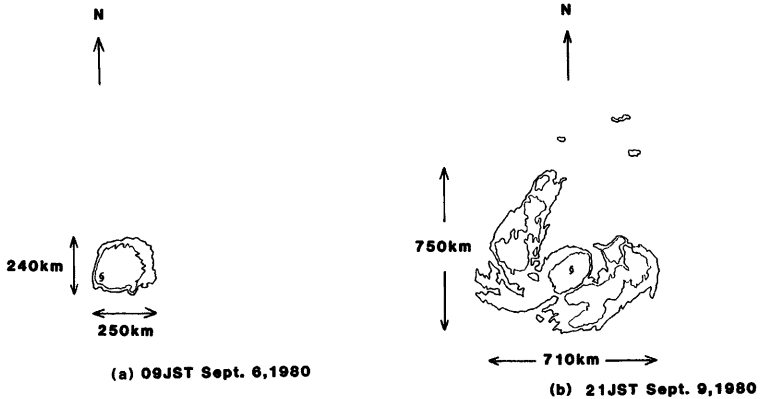


Fig. 13 The contour lines of  $T_{BB} = -70^\circ\text{C}$  and its size, inner contour lines indicates  $T_{BB} = -80^\circ\text{C}$

- (a) An example of pre-developing cloud cluster, one cell type vortex
- (b) An example of two cell type vortex with banding type eye, the center of which there is a warm subsidence area

枠を固定せず Fig. 13 に示すような  $T_{BB} = -70^\circ\text{C}$  の等温線を全期間のデータにもとづいて描き、これらのサイズ (km) を計測した。ここでの threshold ( $-70^\circ\text{C}$ ) は雲頂の最低温度域の温度より少し高い温度であり、台風の水平スケールをある程度代表する量であると考えることができる。図の (a), (b) はそれぞれ、発達開始前の One Cell 型の渦を表わす雲パターンのもと、発達後の中心に暖い下降流域をもつ Two Cell 型の渦を表わす雲パターンのものの代表的な例である。東西および南北方向にひいた矢印は  $T_{BB} = -70^\circ\text{C}$  の等温線が囲む図形のサイズ (km) として選んだ長さである。この台風の場合、発達後については中心の暖域を囲み、その外縁の低温域の直径を長さとして選ぶのが妥当である。ここでこの図形の面積とは、このようにして定めた東西サイズ (km) と南北サイズ (km) をかけて面積の次元 ( $\text{km}^2$ ) の量にしたものことである。

Fig. 14 にこうして算出した  $T_{BB} \leq -70^\circ\text{C}$  の領域の面積の時間的経過を示す。これを見ると系の発達にしたがって、冷たい領域の面積が日変化を伴いながら増大していく様子がわかる。その最大値は中心気圧が最低に達した時刻（10日9時）よりやや先行して現れている。

台風の本発達以前（4日9時～7日6時）と発達開始後（8日9時～11日6時）に分けて、雲頂温度の場合

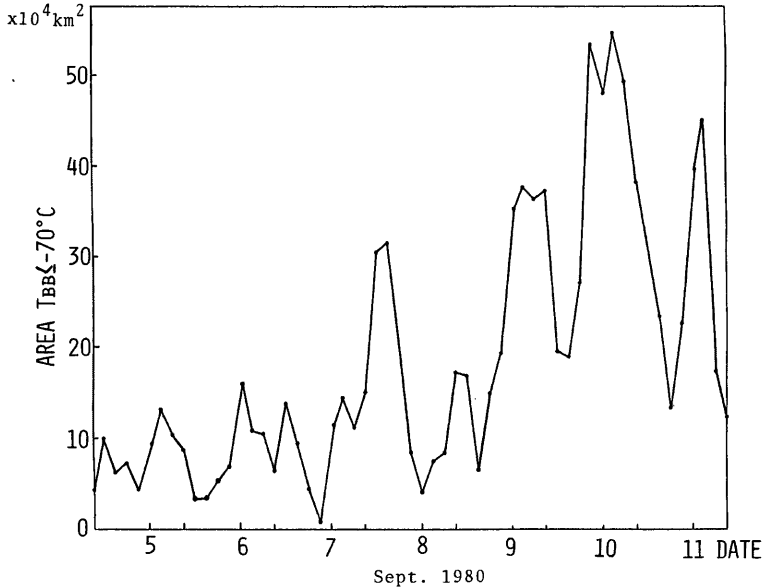
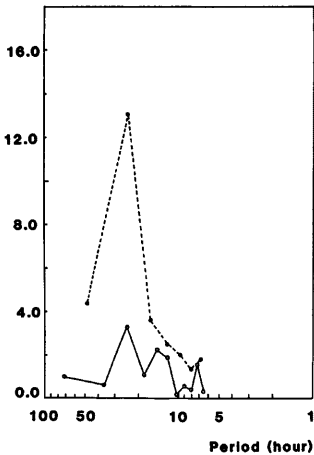


Fig. 14 Time variations of the area of  $T_{BB} \leq -70^\circ\text{C}$

Half Amp. ( $10^4 \text{ km}^2$ )



と同様に調和解析を行ってみた。各変動成分の振幅は Fig. 15 に示すとおりであるが、いずれの時期においても24時間周期の変動が支配的であることがわかる。その振幅（片振幅）は発達以前には  $33,000 \text{ km}^2$ 、発達開始後では  $130,000 \text{ km}^2$  であり、これらの値はどちらもそれぞれの時期の面積の平均値の約45%に相当している。また1日のうちでこの面積が極大となる時刻は、いずれの時期についても、

Fig. 15 Amplitudes of each fluctuating component as obtained by harmonic analysis of the area of  $T_{BB} \leq -70^\circ\text{C}$ . Solid line corresponds to the period before the beginning of system development and broken line corresponds to the period after the beginning of development.

local time の早朝となっている。発達開始前後で日周変化の位相や振幅の特徴が大きく変化した雲頂温度の場合とは異なった結果である。

ここでも発達以前に同時に存在した非台風系雲域について同様な解析を行ない、台風系の場合と比較した。その結果は Table 2 にまとめた通りである。これを見ると非台風系雲域においても、低温領域の面積には24時間周期の変動が卓越し、極大・極小の現れる位相については台風系のそれにほぼ一致するが、振幅の平均値に対する比率が台風系の場合と比べて著しく大きいことがわかる。すなわち非台風系の方が1日のうちの脈動が大きいことがここでも明らかになったといえる。この台風系と非台風系との違いは、対流活動の活発な早朝の極大時の差ではなく、雲の高度が下がり、低温域が縮小する午後における差に帰因するようである。

Table 2 Amplitudes (km<sup>2</sup>) and maximum area phase (JST) of diurnal oscillatory components of the area of  $T_{BB} \leq -70^{\circ}\text{C}$

		Half amplitudes of diurnal oscillatory components (km <sup>2</sup> )	The ratios of the amplitudes to the average values (%)	Phase The time when the area becomes maximum
Typhoon Cloud System	Before the beginning of system development 09JST Sept. 4~06JST Sept. 7	33,000	45.0 (Average: 73,300 km <sup>2</sup> )	0410 JST
	After the beginning of system development 09JST Sept. 8~06JST Sept. 11	130,000	45.6 (Average: 285,100)	0240 JST
Non-typhoon Cloud System	09JST Sept. 4~06JST Sept. 6	61,500	75.8 (Average: 81,200)	0350 JST

#### 4. 結 語

ひまわりの赤外線データで台風8013の一生を、それに伴う雲に現れるいくつかの特徴に注目しながら追跡した結果、次にあげるようなことがわかった。

発生時の台風系雲域は、周囲に存在する非台風系の雲塊とサイズの点でも、雲頂高度の点でも、あまり差のない単一の Cloud Cluster であったが、雲頂高度や低温域の面積の日変化振幅の大きさが、非台風系のもものと比べて小さいという特徴がある。しかし台風の中心気圧については、この雲から見た日変化に対応するような変動の様子は認められない。

台風の発達には、気圧場の中心付近に現れた円形の雲突出部の中央に眼のくぼみが見えはじめるとともに急速になり、中心気圧が急激に降下し始める。即ち台風の渦が One Cell 型から Two Cell 型へと移行するとともに顕著な発達傾向が現れる。そしてその後、渦領域が拡大し、眼のパターンが明瞭となり発達は完了する。また衰弱の傾向は、中心気圧が上昇し始める半日ほど前から、既に雲の様相には現れており、眼のパターンの消失、雲頂面の低温域の縮小などとして認められる。

雲頂温度や低温域の面積から見て、台風の雲は1日を周期とする変動をしていることがわかるが、発達以前低緯度にある時と、発達して高緯度へ向かって移動する時期における、日変化の傾向の差は雲頂温度については認められたが、低温域の面積についてはあまりはっきりと見られなかった。

なお本研究において GMS のオリジナルデータの MT の解析は京都大学防災研究所の FACOM M-150 を利用した。

## 参 考 文 献

- 1) Dvorak, V.F.: Tropical Cyclone Intensity Analysis and Forecasting from Satellite Imagery, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 103, 1975, pp. 420-430.
- 2) Browner, S. P., W. L. Woodley and C. G. Griffith: Diurnal Oscillation of the Area of Cloudiness Associated with Tropical Storm, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 105, 1977, pp. 856-864.
- 3) Muramatsu, T.: Diurnal Variation of Satellite-Measured  $T_{BB}$  Areal Distribution and Eye Diameter of Mature Typhoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 61, No. 1, 1983, pp. 77-90.
- 4) Gentry, R. C., E. Rodgers, J. Steranka and W. E. Shenk: Predicting Tropical Cyclone Intensity Using Satellite-Measured Equivalent Blackbody Temperature of Cloud Top, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 108, 1980, pp. 445-455.
- 5) 島田健司・内田雅夫: 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, 第6号, 1982, pp. 1-10.
- 6) Shimizu, N.: Cloud Activity and Center Pressure of a Typhoon, *Geophysical Magazine*, Vol. 39, No. 4, 1981, pp. 267-276.
- 7) Sullivan, R. D.: A Two-Cell Vortex Solution of the Navier-Stokes Equations, *J. Aero/Space Sciences*, Vol. 26, 1959, pp. 767-768.
- 8) Adler, R. F., J. Markus, D. D. Fenn, G. Szejwach and W. E. Shenk: Thunderstorm Top Structure Observed by Aircraft Overflights with an Infrared Radiometer, *J. Climate Appl. Meteor.*, Vol. 22, No. 4, 1983, pp. 579-593.
- 9) Gray, W. M. and R. W. Jacobson, Jr.: Diurnal Variation of Deep Cumulus Convection, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 105, No. 9, 1977, pp. 1171-1188.