

気象衛星画像の解析と利用
— 熱帯低気圧編 —



平成16年3月

気象衛星センター

表紙の画像（ひまわりの初画像）

ひまわりは、1977年7月14日米国航空宇宙局のロケットにより打ち上げられた。表紙の写真はひまわりが初めて撮影した画像である（1977年9月8日03UTC可視画像）。

画像では、沖縄の南海上を北上中の台風第9号が捉えられている。この台風は沖永良部台風と呼ばれ、同日00UTCに905hPaの最低気圧を記録している。

はじめに

運輸多目的衛星(MTSAT: Multi-functional Transport SATellite)は、ひまわり5号(GMS-5)に代わって、東経140度の赤道上空約35,800kmの静止軌道に打上げられる予定の、航空管制機能及び気象観測機能を兼ね備えた我が国の静止衛星である。搭載される観測器は、可視センサーが1チャンネル、赤外センサーが4チャンネル(赤外1、赤外2、水蒸気、 $3.7\mu\text{m}$)で、GMS-5と比べると $3.7\mu\text{m}$ 帯センサーが增強される。このような気象観測機能を持った静止衛星は、南北太平洋を中心にその周辺領域を常時監視、観測することができ、広域の海面水温の観測や長期雲量、放射量の変化など気候問題に関する均質なデータを長期間継続的に提供することに寄与し役立つとともに、今日、台風を始めとする熱帯低気圧の監視、観測を行う重要な業務に欠かせない存在である。

今回刊行する「気象衛星画像の解析と利用—熱帯低気圧編—」は、既刊の「気象衛星画像の解析と利用」(気象衛星センター, 2000)及び「気象衛星画像の解析と利用—航空気象編—」(気象衛星センター, 2002)に続く、気象衛星画像解析の解説書3部作の完結編である。本書は、MTSATの気象観測機能により取得した各種画像を主として台風解析を柱に熱帯・亜熱帯の衛星画像解析に利用するための解説書として、気象衛星センターで行っている熱帯低気圧の解析手法(着目すべき雲・水蒸気パターンやその判断基準など)を中心に、主にGMS-5の各種画像を用いて、事例を示しながら具体的に述べている。本書は、台風を主に熱帯低気圧の発生から消滅までの雲域の変化やDvorak法による強度解析、中心位置解析を解説し、熱帯・亜熱帯の衛星画像に見られる熱帯低気圧以外の特徴的な現象や極軌道衛星による海上風など熱帯低気圧の解析に利用できるデータを紹介するなど、多岐にわたる内容で構成されているので、衛星解析技術の理解と今後の業務の展開に大きな寄与をすることを期待してやまない。

最後に、本書の執筆、編集にあたった解析課の関係者、及び原稿に対して有益なコメントをいただいた多くの関係者の方々の労を多とするものである。

2004年3月

気象衛星センター所長
村松照男

目 次

第1章 熱帯低気圧の雲域

| | |
|-----------------------------|----|
| 1.1 熱帯低気圧の発生時の雲域 | 1 |
| 1.1.1 熱帯低気圧の発生・発達過程と特徴 | |
| 1.1.2 熱帯低気圧発生時の状況 | |
| 1.1.3 熱帯低気圧発生判定 | |
| 1.1.4 熱帯低気圧発生監視のための衛星画像の着目点 | |
| 1.2 熱帯低気圧の発達から衰弱までの雲域 | 17 |
| 1.2.1 熱帯低気圧の盛衰判断の着目点 | |
| 1.2.2 台風の雲域の日変化 | |
| 1.2.3 熱帯低気圧の発生・発達から衰弱までの事例 | |
| 1.2.4 水蒸気画像による台風の盛衰及び進路の予測 | |
| 1.3 台風の温帯低気圧化 | 32 |
| 1.4 亜熱帯低気圧 | 42 |

第2章 Dvorak 法による台風の強度推定

| | |
|-----------------|----|
| 2.1 Dvorak 法の解説 | 50 |
| 2.2 解析が難しい事例 | 64 |

第3章 台風の中心位置推定

| | |
|-----------------------|----|
| 3.1 雲パターンの特徴 | 74 |
| 3.2 典型的な雲パターンの事例 | 75 |
| 3.3 判断の難しい事例 | 83 |
| 3.4 中心位置推定精度と雲システムサイズ | 85 |

第4章 熱帯・亜熱帯の画像に見られる現象

| | |
|-----------------------|-----|
| 4.1 雲・水蒸気分布の日変化及び季節変化 | 88 |
| 4.2 上層の現象 | 95 |
| 4.3 下層の現象 | 99 |
| 4.4 メソスケール現象 | 100 |

第5章 各種衛星データの利用

| | |
|------------------------|-----|
| 5.1 地球観測衛星データによる台風の風 | 102 |
| 5.2 各種衛星を利用した台風の中心位置推定 | 104 |
| 5.3 マイクロ波放射計による台風の降水観測 | 106 |

| | | |
|-----|----------------|-----|
| 付録A | 雲の判別 | |
| A.1 | 各種画像の特徴による雲の判別 | 111 |
| A.2 | 動画による雲の判別 | 116 |
| 付録B | 盛衰の判断 | 118 |
| | 参考文献リスト | 130 |
| | 索引 | 133 |
| コラム | 史上最強台風 | 18 |
| | 熱帯低気圧4個観測 | 31 |
| | 赤道をまたぐ双子台風 | 41 |
| | 年越し台風 | 48 |
| | 台風の数え方 | 49 |
| | 熱帯低気圧の発生領域 | 71 |
| | 台風の名前 | 87 |
| | 低緯度の台風 | 94 |
| | 藤原効果 | 98 |
| | 長寿台風 | 101 |
| | 台パラ | 108 |

第1章 熱帯低気圧の雲域

1.1 熱帯低気圧の発生時の雲域*

熱帯^{*1}の ITCZ (Intertropical Convergence Zone: 熱帯収束帯)^{*2}上には、多くのクラウドクラスター^{*3}や対流雲セル^{*4}が存在し盛衰を繰り返している。その中のごく一部が、まとまりを持った雲域(雲システム)を形成して熱帯低気圧^{*5}となり、台風^{*6}へと発達する。上野(2002)によると、2000年、2001年の6～12月に、南シナ海を含む北西太平洋(赤道以北、東経180度以西)において、赤外面像の動画から、熱帯低気圧に発達する可能性があるとして、低気圧性の緩やかな回転が認められる活発なCb域を調査したところ、24時間以上持続するCb域は、総数325のうちの約34%で、台風にまで発達したものはわずかに約14%であった。

熱帯低気圧に発達する可能性がある雲域は、その発達段階に応じた特徴的な形状を示すことが知られている。衛星画像を用いたこれまでの観測から、熱帯低気圧の発達過程は、まとまりを持った対流雲域の大きさや雲量、また雲域を構成する個々の対流雲の数ではなく、その雲域が示す特徴的な形状(雲パターン)と密接に関連することがわかっている(Arnold, 1977 ほか)。したがって熱帯低気圧の発達程度は、その雲域が示す特徴的な雲パターンの形状やパターンの明瞭さなどから把握することができる。

1.1.1 熱帯低気圧の発生・発達の過程と特徴

熱帯低気圧に伴う雲システムの組織化の程度は、雲システムの強度と呼ばれ、熱帯低気圧の最大風速、及び中心気圧と関係づけられた Dvorak 法の T 数^{*7}で表現される。T 数は最も弱い 1.0 から、最も強い 8.0 までを 0.5 単位に分けた 15 階級の指数である。

図 1-1-1 には、Dvorak(1992)が示した最も一般的な雲パターンと T 数の変化モデルを示した。図中の直線は標準的な T 数の変化(1日ごとに 1.0 ずつ増加)を、曲線は日変化などの影響による雲システムの短時間の強度変化をモデル化して示している。この曲線からは、雲システムの発達初期には、T 数が大きく変動して推移することがわかる。また可視画像に示された破線は、雲バンドの軸を表しており、雲システムの発達に伴い中心をスパイラル状に取り囲んでいることもわかる。なお、図左側の縦軸の T 数と最大風速、気圧は、大西洋におけるハリケーンの値である。

(1) T 数 1.0 の雲システム

Dvorak(1984)は、台風(おおむね T 数 2.5 以上に対応する)に発達する可能性のある雲域には、台風になる約 1 日から 1.5 日前に、「活発な対流雲からなる低気圧性に湾曲した雲列や雲バンド」が形成されるとして、これらの特徴を持つ雲システムを T 数 1.0 と定義した。表 1-1-1 には Dvorak 及び土屋ほか(2000)の T 数 1.0 の雲システムの特徴を示す。Dvorak 及び土屋ほかは、これらの条件を

表 1-1-1 T 数 1.0 の強度をもつ雲システムの特徴

| 特徴 | Dvorak(1984) | 特徴 | 土屋ほか(2000) |
|----|---|----|---------------------------------------|
| 1 | 12 時間以上持続している | 1 | 同左 |
| 2 | 直径 2.5 度の円内(中心位置推定精度)に CSC ^{*8} を決定でき、その CSC は現在まで 6 時間以上継続して見られる | 2 | 現在の CSC の中心位置推定精度は直径 2.5 度以内である |
| | | 3 | CSC は現在まで 6 時間以上継続している |
| 3 | CSC から 2.0 度以内の位置に、直径 1.5 度より大きい濃密な雲域をもつ この濃密な雲域は CSC 周辺の湾曲した Cb ラインでも見ることができる | 4 | -31℃以下の濃密な雲域は CSC からおおむね 2.0 度以内に存在する |
| | | 5 | この濃密な雲域の大きさはおおむね直径 1.5 度より大きい |

表中の直径などは緯度換算の値、また温度は赤外面像の雲頂温度を示す

* 寺坂義幸、上野忠良(現 長野地方気象台)

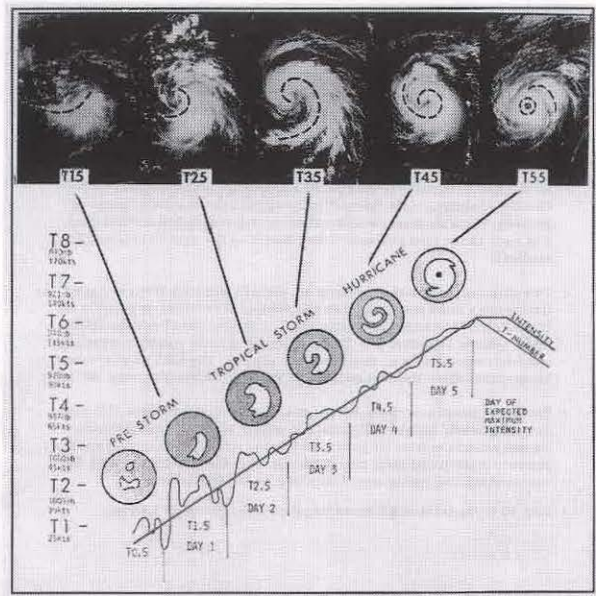


図 1-1-1 衛星画像から見た熱帯低気圧の標準的な発達モデル
雲画像(可視画像)下段のグラフは、雲システムの
強度変化を示す(Dvorak(1992)から引用)

「活発な対流雲からなる低気圧性に湾曲した雲列や雲バンド」を持つ雲システムに適用し、それぞれ表に示した三つまたは五つの条件を、すべて満たした場合、その雲システムの強度をT数1.0としている。またDvorakは、これらの特徴が台風になる約1日から1.5日前に現われ、さらに発達する台風の雲システムには、発達に適した環境が存在することもその条件に挙げている。

(2) 基本的な3種類の雲パターン

Dvorak が示した熱帯低気圧発生初期に見られる、T数1.0の基本的な3種類の雲パターンを、図1-1-2に示す。それぞれの雲パターンが示す特徴は、左側にイラストとして表現している。これらの雲システムは、いずれも活発な対流雲で構成されており、雲システムの中心(CSC:図中の+印)を指向する低気圧性に湾曲した雲バンドや雲列を伴っている。

(a) CDO パターン(図 1-1-2 の上段)

雲システムの中心が、濃密な対流雲で構成されたクラウドクラスターの内側にあり、クラウドクラスターの雲頂は白く滑らかで発達している。クラウドクラスター周辺には、多くの場合低気圧性の曲率を持つ雲バンドや雲列が存在し、またクラウドクラスターからは高気圧性の曲率をもつ巻雲

も流れ出している。これは雲システムの上層発散流を示していると考えられる。熱帯低気圧のこのような雲パターンからの発達を、CDO(Central Dense Overcast)*9パターン型の発達という。

(b) バンドパターン(図 1-1-2 の中段)

発達した対流雲からなる低気圧性の曲率を持つCbバンド、及び雲列から構成されている。中心は雲バンドの終点の内側や、雲列が示す低気圧性曲率の焦点に決定できる。雲システムの西側の境界は明瞭なことが多く、また雲バンドや雲列が巴状に組織化される場合もある。このような雲パターンからの発達を、バンドパターン型の発達という。

(c) シャーパターン(図 1-1-2 の下段)

濃密な対流雲域やクラウドクラスターの縁付近に、低気圧性の曲率をもつ下層の雲列が離れて存在するパターンで、雲列の曲率から中心が決定できる。このような雲パターンからの発達を、シャーパーパターン型の発達という。

(3) 熱帯低気圧の発生初期に見られる雲パターンの変化

熱帯低気圧となる前段階の雲システムや熱帯低気圧発生初期の雲システムは、雲システムを構成するCbバンドやCbクラスターの盛衰が激しく、

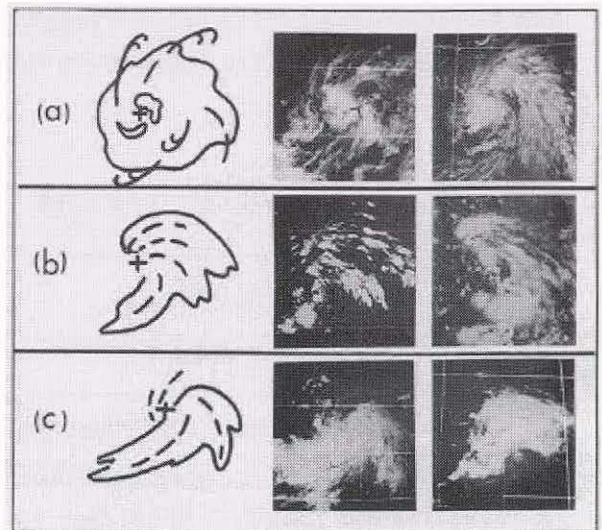


図 1-1-2 T数1.0の雲システムの基本的な3種類の雲パターン(可視画像)(Dvorak(1984)から引用)

(a) CDOパターン

(b) バンドパターン

(c) シャーパーパターン

また日変化も大きく影響する。この段階では、一時的に極めて明瞭な湾曲した雲域や対流雲域を覆う濃密な上層雲(Ci)などにより、雲システムの組織化が急速に進んだように見えることがある。しかしこうした雲パターンは、そのほとんどが濃密なCiにより構成されている場合が多く、持続する深い対流現象と結びついたものではないため、短時間で雲パターンは崩れ衰弱する。なお、可視画像の使えない夜間には、濃密な対流雲域と濃密なCi域の判別には特に注意を要する。

1.1.2 熱帯低気圧発生時の状況

(1) 発生場の4種類の下層風パターン

熱帯低気圧となる前段階のこうした雲システムは、その大部分がITCZや亜熱帯高気圧南縁域の下層の波動に伴って発生し、組織化する。Zehr(1992)は、北西太平洋で台風が発達した雲システムの周辺場を、図1-1-3に示す4種類の下層風(850hPa)パターンに分類した。(a)は偏東風波動型、(b),(c),(d)はモンスーントラフ型である。(b),(c),(d)の違いは、(b)はモンスーントラフ^{*10}

の東端に雲システム中心が位置するが、(c),(d)はモンスーントラフ内に位置する。さらに偏西風または赤道越えの南西風が(b),(c)は弱く、(d)は強い。

偏東風波動に伴う雲システムは、一般的にほぼ南北走向のトラフ軸の東側に濃密な雲域を伴う。また、モンスーントラフの各パターンは、必ずしも持続性を持つとは限らず、同一の下層風パターンの場で雲域が組織化していく場合もあれば、(a),(b),(c)パターンから(d)パターンへ移行する過程で雲域の組織化が進む場合などもある。1984年、1985年のZehrの調査では、熱帯低気圧発生初期の約6割、さらに台風発生時には8割がモンスーン型であった。また台風発生時においては、そのうちの約半数が(d)のパターンであった。

なお、Zehrはこれら4種類の下層風パターン以外の分類として、数は少ないがTUTT(Tropical Upper Tropospheric Trough)^{*11}セルを起源とするUCL(Upper Cold Low)^{*12}近傍に位置する下層渦からの発達や中緯度前線を起源とするシヤー域での発達なども挙げている。

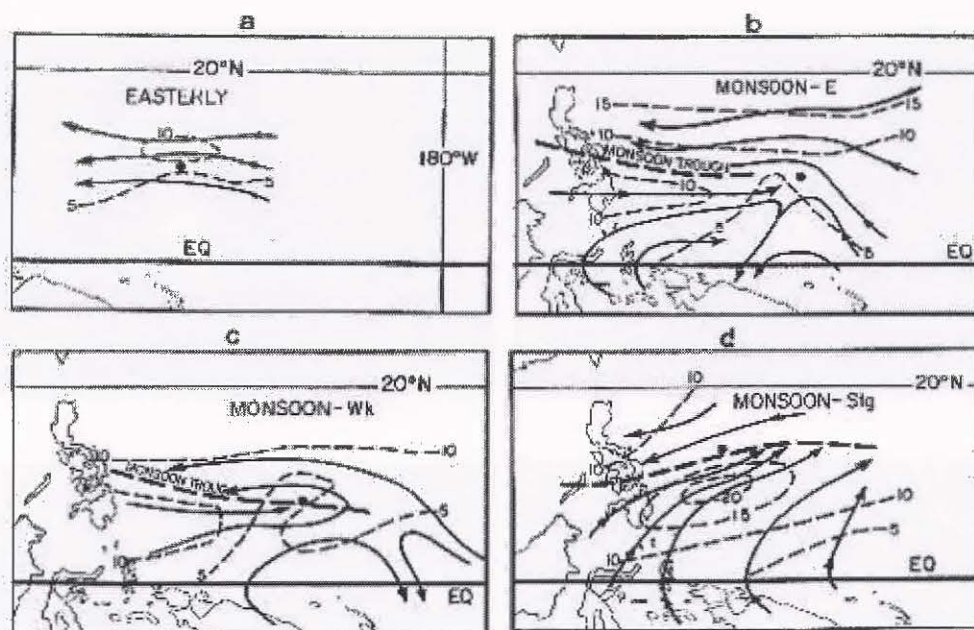
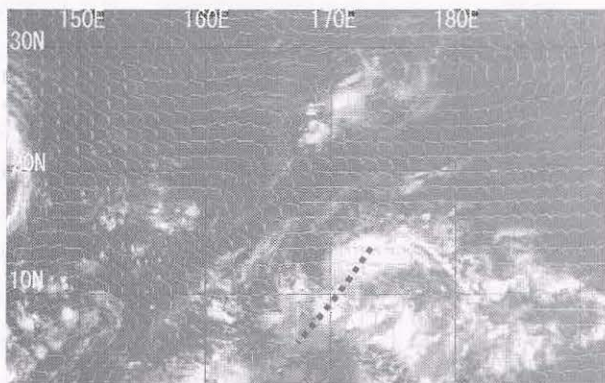


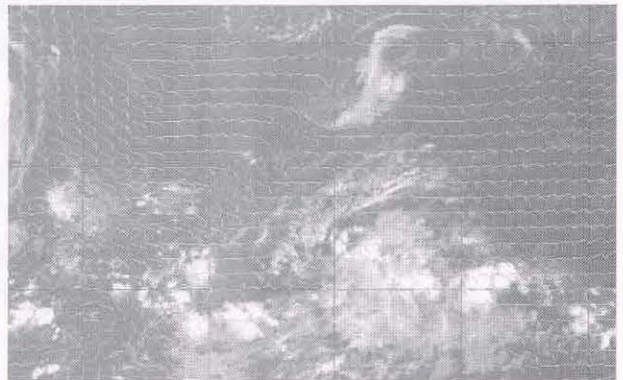
図1-1-3 台風発生時に見られる総観スケールにおける850hPaの流線図

図中の黒丸印は雲システムの中心位置、細い破線は等風速線で数値は風速(m/s)、実線は流線を示す

(a)が偏東風波動型、(b),(c),(d)はモンスーントラフ型(図中の太い破線はトラフ軸)と呼ばれるITCZの一部を形成するシヤー域を示す(Zehr(1992)から引用)



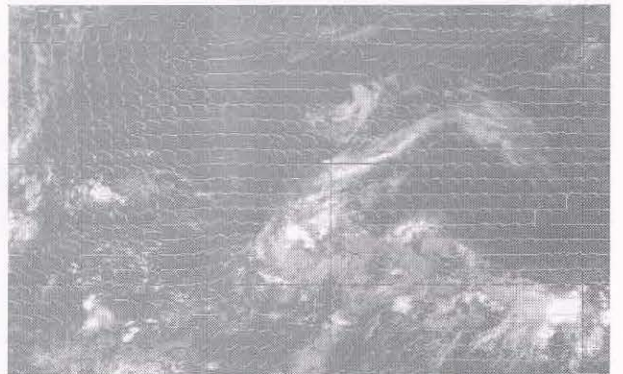
2001年9月15日00UTC



15日12UTC



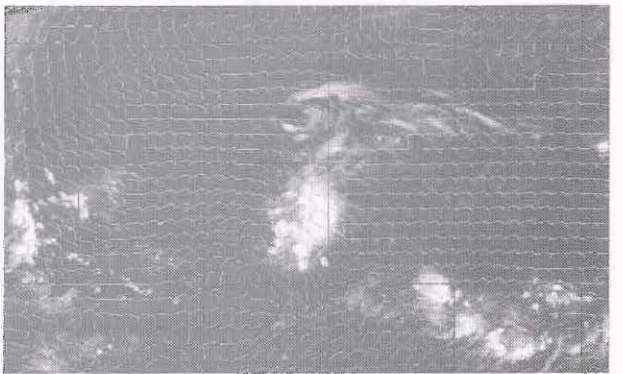
16日00UTC



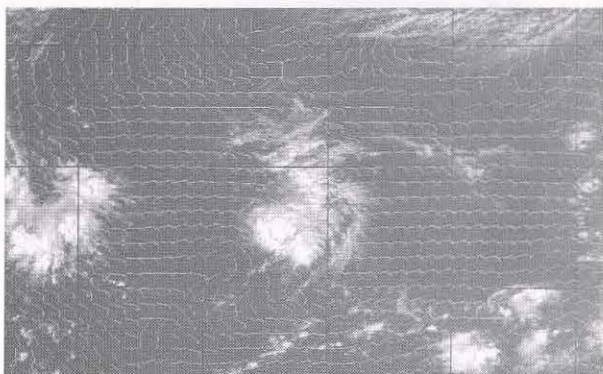
16日12UTC



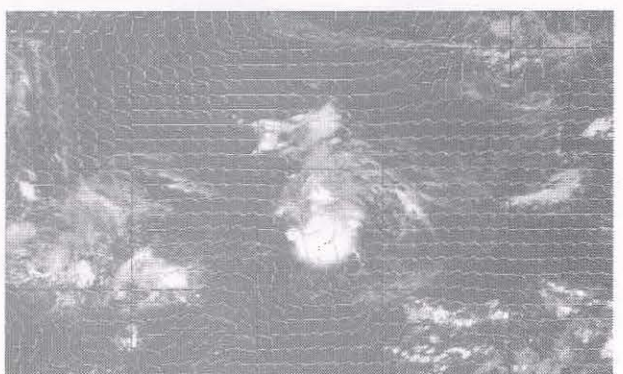
17日00UTC



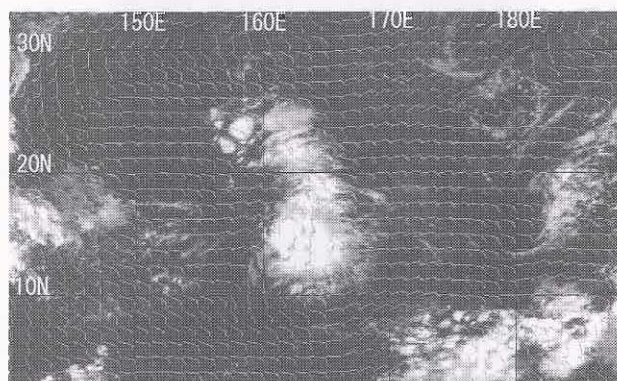
17日12UTC



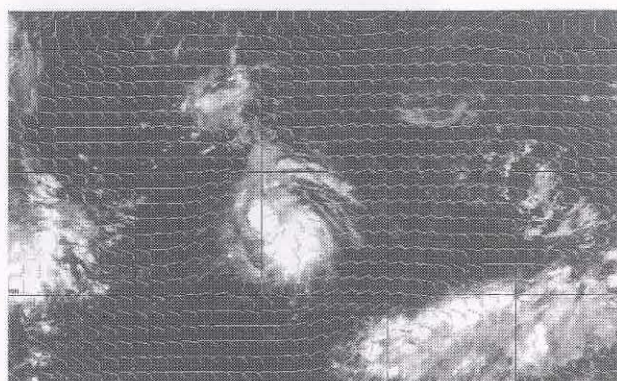
18日00UTC



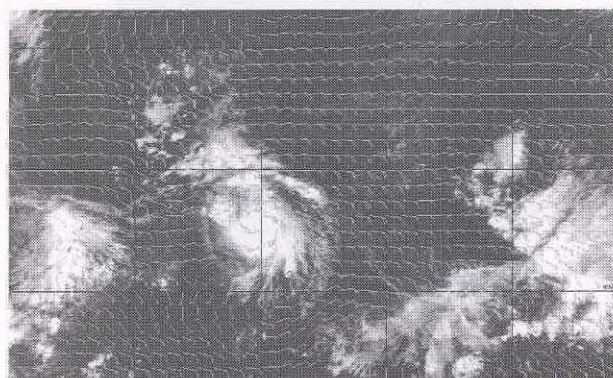
18日12UTC



2001年9月19日00UTC



19日12UTC



20日00UTC

図1-1-4 2001年台風第18号に発達した雲システム組織化の事例(赤外画像)

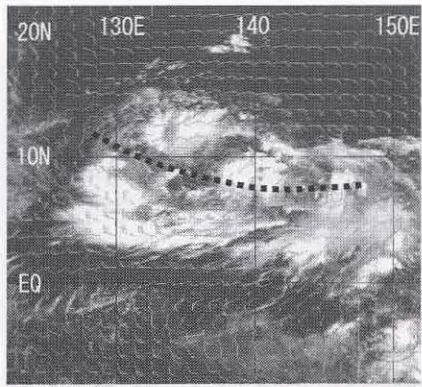
それぞれの画像にはGSMのGPVデータ(各日の00、12UTCの初期値)の850hPaの風を重ね合わせている(長い矢羽根が10kt、短い矢羽根が5kt、点線は偏東風波動のトラフ軸)

①偏東風波動型の発生事例

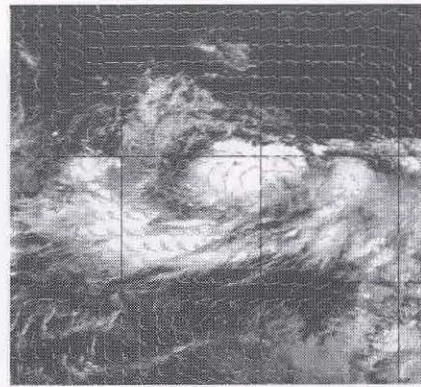
偏東風波動に伴い発生し、組織化した雲システムの事例を図1-1-4に示す。衛星画像に重ね合わせたGPV(850hPa)の風向からは、北緯10度付近をゆっくり西進する北東-南西走向の偏東風波動のトラフ軸が確認できる。2001年9月15日には雲頂高度の高い白く輝く活発なCbクラスターの発達が広範囲で見られたが、16日には一旦衰弱している。また、17日以降活発なCbクラスターはまとまりを持ち始め、雲システムが組織化しつつある。雲システムは、18日12UTCに表1-1-1右の5条件をすべて満たし、初めてT数1.0と判断された。この雲システムは、その1.5日後の20日00UTCには台風に至るまで発達した。なお、この事例における雲システムの発達はCDOパターン型である。

②モンスーントラフ型の発生事例

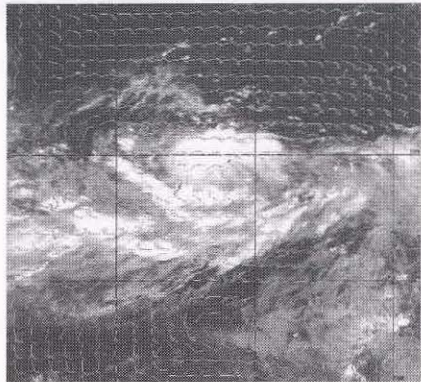
モンスーントラフに伴う事例を図1-1-5に示した。偏東風、赤道越えの南西風ともに明瞭でいずれも30kt前後と強い。この事例は、前出のZehrの下層風パターンの(d)にあたる。また、この雲システムのCSCは、2001年6月30日12UTCに巴状に形成された低気圧性に湾曲した活発なCbバンドから初めて決定された。それまでは、モンスーントラフを挟んで南北に存在するCbバンド、Cbクラスターの曲率が明瞭ではなく、またトラフ北側の雲域は西進、南側のものは東進しており雲システムのCSCを特定することができなかった。7月1日00UTCにこの雲システムはT数1.0と判断され、その1日後の2日00UTCに台風に至るまで発達した。この事例での雲システムはバンドパターン型の発達を示している。



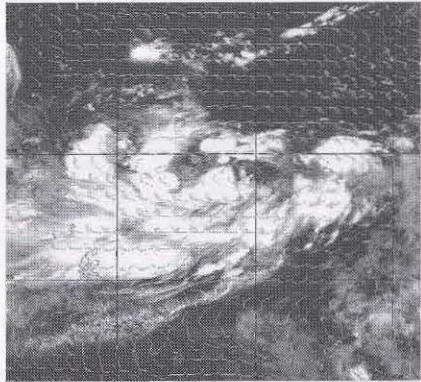
2001年6月30日00UTC



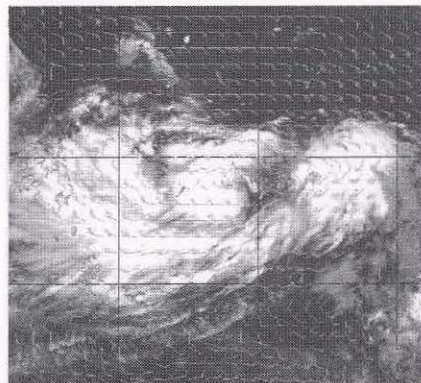
30日06UTC



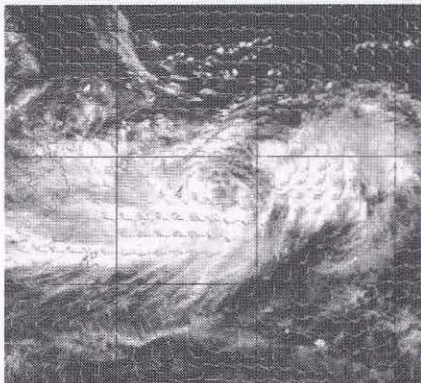
30日12UTC



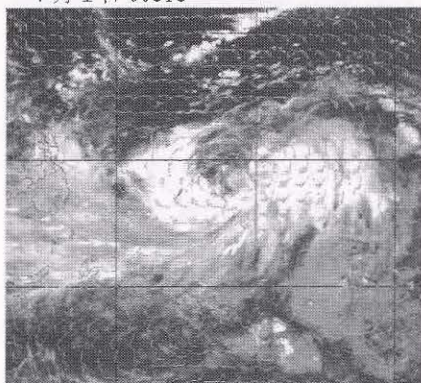
30日18UTC



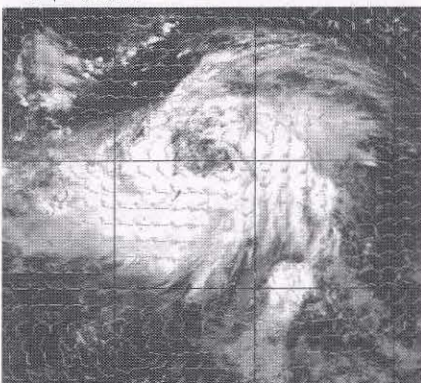
7月1日00UTC



1日06UTC



1日12UTC



2日00UTC

図 1-1-5 2001年台風第4号に発達した雲システム組織化の事例(赤外画像)

それぞれの画像にはGSMのGPVデータ(各日の00、12UTCの初期値及び予想値)の850hPaの風を重ね合わせている(矢羽根は前図同様、点線はモンスーントラフの軸)

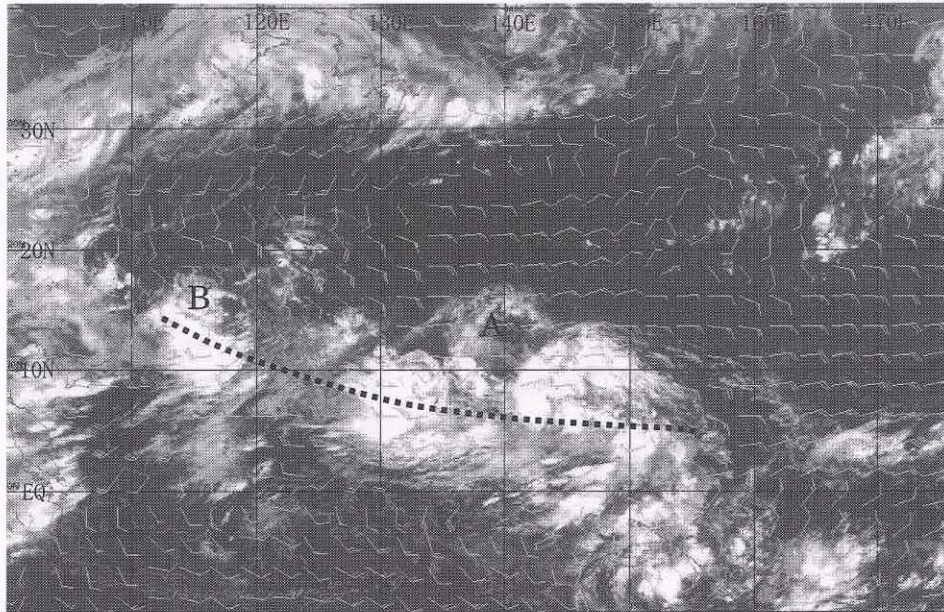


図 1-1-6 南シナ海北部から北西太平洋中部にかけて伸びるモンスーントラフ(点線)

図 1-1-5 の最初の画像のさらに 1 日前の 2001 年 6 月 29 日 00UTC の広域の赤外画像(各要素は全図同様)

③複数の台風の発生事例

これらいずれの事例からも、雲システム組織化の初期段階には雲域の盛衰が激しいことがわかる。図 1-1-6 には、図 1-1-5 の 1 日前の広域の赤外画像を示した。モンスーントラフは、この図に見られるように南シナ海から北西太平洋南部にかけての広範囲に数日間持続し、そこから複数の台風が相次いで発生することもある。南シナ海から北西太平洋南部にかけて、太平洋高気圧南縁域の偏東風と赤道越えの南西風により明瞭なシャー域が形成され、図 1-1-6 の雲域 A は後に図 1-1-5 で示す雲システムに組織化し、7 月 2 日には台風第 4 号に発達したものである。また雲域 B は、この 12 時間後に T 数 1.0 となり、さらにその 18 時間後の 6 月 30 日 06UTC には、台風第 3 号になった。

(2) 発生形態・位置による三つの分類

予報作業指針台風予報(1990)では、台風の発生形態と発生位置を図 1-1-7 のように分類している。図中の破線で囲まれた領域は、それぞれの発生形態の違いによる発生位置を示しており、SH 型は下層シャー型と呼ばれ、南シナ海やフィリピン周辺(東シナ海南部を含む)の東経 140 度以西の領域で、ITCZ に形成された下層シャーによる収束の強化が原因となる発生形態である。また EC 型は、上層偏東風波動とクラウドクラスターとのカップリン

グ型で、最も典型的な発生形態である。一部には下層シャー型の要因が加わる場合もある。UC 型は、上層寒冷渦近傍型と呼ばれ、上層寒冷渦の中心付近で発生する形態と、上層寒冷渦の東側の数度離れたところに発生した前線性の雲バンドの中でクラウドクラスターが組織化する二つの形態とがある。

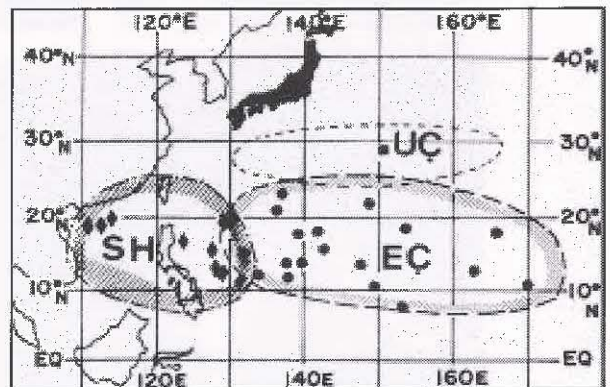


図 1-1-7 台風の発生形態と発生位置による分類

図中の破線で囲まれた領域は、それぞれの発生形態による発生位置を示している。予報作業指針台風予報(1990)から引用

(3)UCL の関わり

前項の UC 型(上層寒冷渦近傍型)という分類例にもあるように、熱帯低気圧の発生監視のために、日々の衛星画像を(特に水蒸気画像に注目して)見ていると、熱帯低気圧発生のきっかけとして上層寒冷渦が関係していると見られる事例に出会うことがある。この渦は高層天気図を参照すると、上層に寒気を伴った低気圧であることがわかる。

上層に寒気を伴った低気圧のうち、熱帯域または亜熱帯域で解析されるものを Shimamura(1981)は UCL(Upper Cold Low、寒気核型低気圧性循環)と呼び、次のように述べている。

①250hPa 付近に最大風速を持つ低気圧性循環が

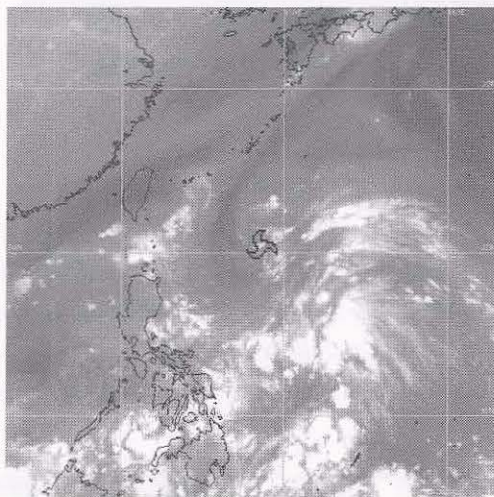
あり、ほぼ 200~250hPa 付近の循環中心に寒気核、150hPa 付近に暖気核が明瞭である。

②UCL 発生初期段階には、中層では UCL 中心の東側で湿潤域、中心付近と西側で乾燥域がしばしば見られ、この乾湿分布と雲域との対応は良い。

③UCL 周辺では対流雲が活発化し、この対流雲域が台風に至るまで発達することがある。

また、内藤(1993)および高嶺(1995)は、UCL の発生する場所として TUTT に注目し、このトラフの中で UCL が観測された例を紹介している。

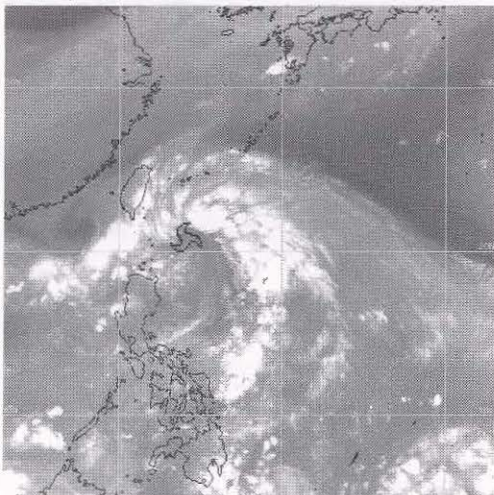
図 1-1-8 には UCL 周辺の Cb 域が活発化し、台風となった事例(1998 年 9 月 25 日 00UTC~28 日 00UTC の水蒸気画像)を示した。9 月 25 日 00UTC



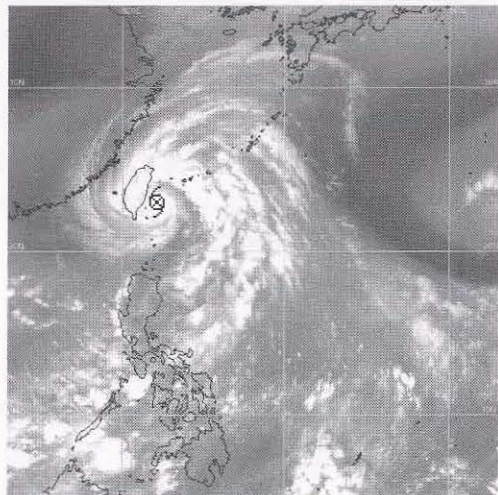
1998 年 9 月 25 日 00UTC



26 日 00UTC



27 日 00UTC



28 日 00UTC

図 1-1-8 UCL 周辺の Cb が活発化し台風となった事例 (1998 年 9 月 25~28 日 00UTC の水蒸気画像)
☁ は UCL 中心、☪ は台風中心を示す

には北緯 20 度、東経 128 度付近に UCL があり、この南東側で Cb が発達している。この Cb 域はその後さらに発達して 28 日 00UTC には台風第 9 号になった。

1.1.3 熱帯低気圧発生の判定

土屋ほか(2000)は、北西太平洋における熱帯低気圧となる前段階の雲システムの調査から、Dvorak の T 数 1.0 の定義を基に、表 1-1-1 の右に示すような、より詳細な T 数 1.0 の判定基準を作成した。さらに T 数 1.0 の判定には、雲システムの CSC の決定が重要な意味をもつため、図 1-1-9 や図 1-1-10 のように CSC の決定基準(図 1-1-10 の 1 から 4 のいずれかの方法で CSC を決定する)も定めた。

対流雲の盛衰が激しいこの段階での CSC の決定には、特に動画をを用いた 4 の方法が有効である。雲システムを構成する濃密な Cb バンドや Cb クラスタに着目し、低気圧性の緩やかな回転の有無から CSC を決定するが、ここでも Cb クラスタの衰弱時や日変化などに伴い雲量の増加する濃密な

Ci 域の動きを、雲システムの回転と誤判別しないことが重要である。

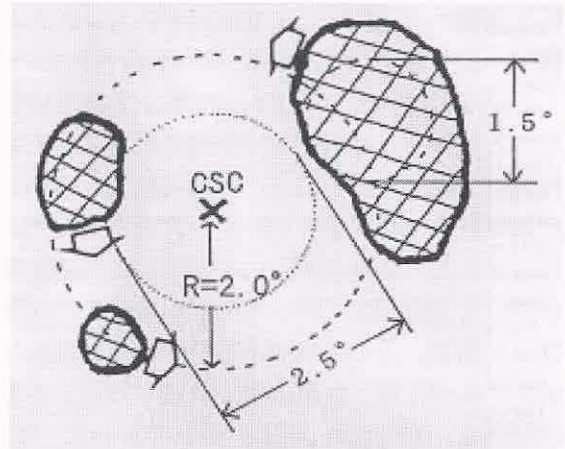
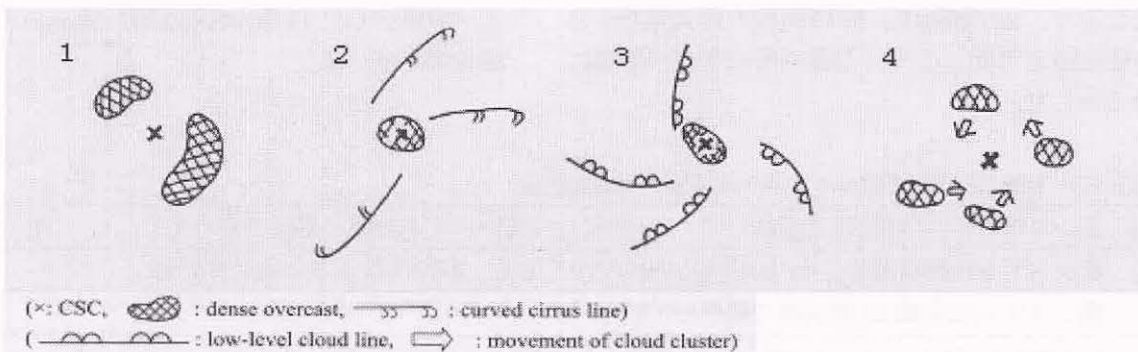


図 1-1-9 T 数 1.0 の強度をもつ雲システム(図解)
土屋ほか(2000)、A. TSUCHIYA *et al.* (2001) から引用



| | |
|---|---|
| 1 | 相対的に暖かいところ(赤外面像で見ると雲頂温度の高い、雲のない領域)の周囲を、少なくとも 1/5 周している低気圧性に湾曲した濃密な雲バンドにより決定する |
| 2 | 高気圧性に湾曲した巻雲列(Ci ストリーク)により決定する |
| 3 | 低気圧性に湾曲した下層雲列により決定する |
| 4 | 動画をを用いて雲の動きから決定する(低気圧性に湾曲した下層雲列や雲バンド、巻雲列は明瞭ではないが、中心付近の濃密な雲の動きから決定できる場合) |

図 1-1-10 熱帯低気圧発生初期の CSC の決定
土屋ほか(2000)、A. TSUCHIYA *et al.* (2001)から引用

ところで、雲システムのうち台風まで発達する雲システムは、熱帯で日々盛衰を繰り返すクラウドクラスターの中のごく一部である。これまでも衛星画像から、台風にまで発達する雲システムを特定しようとする試みが、いくつかなされている。

土屋ほかは、雲システムのT数1.0判定を用いることにより、台風にまで発達する雲システムの判別が可能であるとして、台風に発達する雲システムの三つの判別条件(表 1-1-2)を早期判別法として示した。上野(2002)によると、この判別条件を用いて2000年、2001年に雲システムの判別を行った結果、三つの判別条件をすべて満たした雲システムのうち、台風にまで発達した雲システムの割合は、それぞれ53%、69%であった。また、その後の調査により、2002年、2003年は、80%、59%となった。この4年間の判別結果を表 1-1-3～7に示す。

阿部ほか(1992, 1994)は、台風発生の雲システムの集中性や対流雲の発達度合い、雲バンドの低気圧性曲率などの特徴を、発生の雲パターンごとに層別化して、複数の客観的なパラメータを作成した。そしてそれらのパラメータを組み合わせることで、12時間から18時間後の最大風速がある程度推定可能となり、台風の発生判定の指標になるとした。

表 1-1-2 台風に発達する雲システムの判別条件(早期判別法)

| |
|---|
| A: 雲システムが24時間以上継続している(継続して雲システムの中心が認められる) |
| B: 雲システムは解析開始から24時間以内に少なくとも一回はT数1.0に達している |
| C: 雲システムは北緯25度以南で発生している |

この3条件は、図 1-1-10により雲システムの中心が決定できる雲域に適用し、雲システムの中心が初めて決定できた時点を「解析開始」とする。

表 1-1-3 「早期判別法」による判別結果4年分の集計表(解析期間:2000～2003年の6～12月)

| 雲システムの最盛期における階級 | 解析対象雲システム数 | A | B | C |
|-----------------|------------|---------------|---------------------------------|---------------------|
| | | 解析継続時間が24時間以上 | Aのうち、解析開始後24時間以内に一時的でもT数1.0を満たす | Bのうち、解析開始地点が北緯25度以南 |
| 「台風」 | 82(17) | 82(46) | 72(62) | 71(64) |
| 「TD」 | 69(15) | 53(30) | 33(28) | 29(26) |
| 「TD未満」 | 317(68) | 43(24) | 11(10) | 11(10) |
| 合計 | 468(100) | 178(100) | 116(100) | 111(100) |

1.1.4 熱帯低気圧発生監視のための衛星画像の着目点

衛星画像をもとに、熱帯低気圧の発生に関わる兆候をつかむため、下層風のサージ*13やTUTT等の動向に着目する方法がある。

(1) 下層風サージによるCbライン

Zehr(1992)は、雲システムの組織化に先立ち、モンスーントラフ内で発生する下層風のサージに着目することにより、一時的な対流活動の活発化が観測される場合があるとしている。図 1-1-11には、下層の東風サージに関連すると考えられるCbラインを示した。図中の矢印で示した南西に凸状の形状を持つCbライン(5月13日00、06UTCで明瞭)に着目する。このCbラインは約25ktで西進しており、13日18UTCから14日00UTCにかけて雲システムAに併合した。雲システムには13日18UTC以降、それまでは見られなかった湾曲した南北走向のCbバンドが活発化しているように見える。12日00UTC以来この雲システムはほぼ停滞しており、このCbラインは下層の東風サージの先端に対応すると考えられる。この雲システムは、14日00UTCにT数1.0と判断された。このCbラインが併合した14日00UTC以降、雲システムは西進を始めている。

表 1-1-4 「早期判別法」による判別結果（解析期間：2000年6月9日～12月31日）

| 雲システムの 最盛期 における階級 | 解析対象雲 システム数 | A | B | C |
|-------------------------|----------------|-------------------|---|-------------------------|
| | | 解析継続時間が 24時間以上 | Aのうち、解析開始 後24時間以内に一時的 でもT数1.0を満たす | Bのうち、解析開始 地点が北緯25度以南 |
| 「台風」 | 19(8.5) | 19(30) | 18(50) | 18(53) |
| 「TD」 | 23(10.5) | 21(33.5) | 10(28) | 8(23.5) |
| 「TD未満」 | 178(81) | 23(36.5) | 8(22) | 8(23.5) |
| 合計 | 220(100) | 63(100) | 36(100) | 34(100) |

表 1-1-5 「早期判別法」による判別結果（解析期間：2001年6月1日～12月31日）

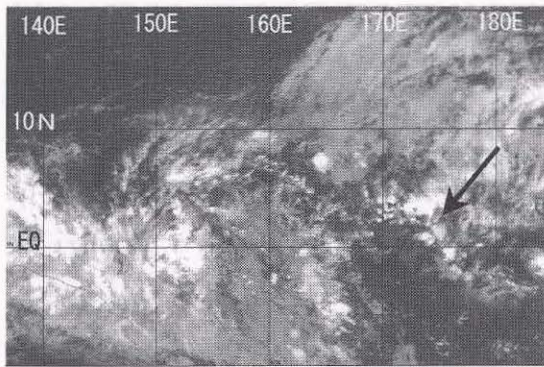
| 雲システムの 最盛期 における階級 | 解析対象雲 システム数 | A | B | C |
|-------------------------|----------------|-------------------|---|-------------------------|
| | | 解析継続時間が 24時間以上 | Aのうち、解析開始 後24時間以内に一時的 でもT数1.0を満たす | Bのうち、解析開始 地点が北緯25度以南 |
| 「台風」 | 25(24) | 25(52) | 24(65) | 24(69) |
| 「TD」 | 14(13) | 13(27) | 12(32.5) | 10(28) |
| 「TD未満」 | 66(63) | 10(21) | 1(2.5) | 1(3) |
| 合計 | 105(100) | 48(100) | 37(100) | 35(100) |

表 1-1-6 「早期判別法」による判別結果（解析期間：2002年6月1日～12月31日）

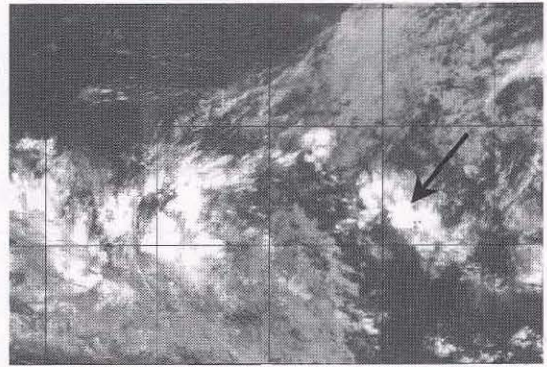
| 雲システムの 最盛期 における階級 | 解析対象雲 システム数 | A | B | C |
|-------------------------|----------------|-------------------|---|-------------------------|
| | | 解析継続時間が 24時間以上 | Aのうち、解析開始 後24時間以内に一時的 でもT数1.0を満たす | Bのうち、解析開始 地点が北緯25度以南 |
| 「台風」 | 22(30) | 22(69) | 17(81) | 16(80) |
| 「TD」 | 10(14) | 5(15.5) | 4(19) | 4(20) |
| 「TD未満」 | 41(56) | 5(15.5) | 0(0) | 0(0) |
| 合計 | 73(100) | 32(100) | 21(100) | 20(100) |

表 1-1-7 「早期判別法」による判別結果（解析期間：2003年6月1日～12月31日）

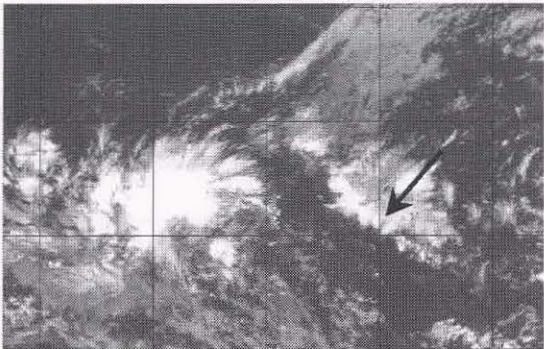
| 雲システムの 最盛期 における階級 | 解析対象雲 システム数 | A | B | C |
|-------------------------|----------------|-------------------|---|-------------------------|
| | | 解析継続時間が 24時間以上 | Aのうち、解析開始 後24時間以内に一時的 でもT数1.0を満たす | Bのうち、解析開始 地点が北緯25度以南 |
| 「台風」 | 16(23) | 16(46) | 13(59) | 13(59) |
| 「TD」 | 22(31) | 14(40) | 7(32) | 7(32) |
| 「TD未満」 | 32(46) | 5(14) | 2(9) | 2(9) |
| 合計 | 70(100) | 35(100) | 22(100) | 22(100) |



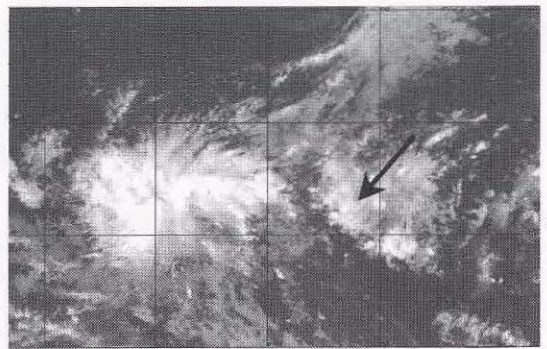
2003年5月12日12UTC



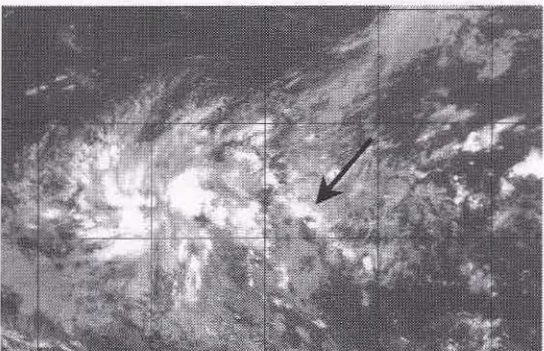
12日18UTC



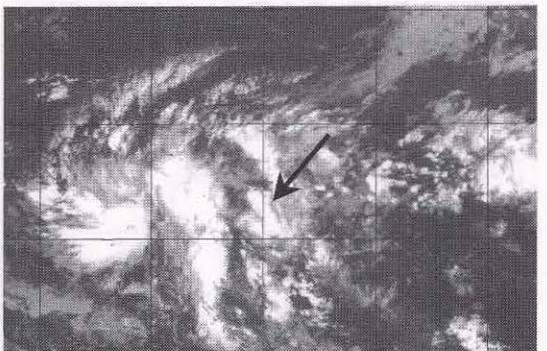
13日00UTC



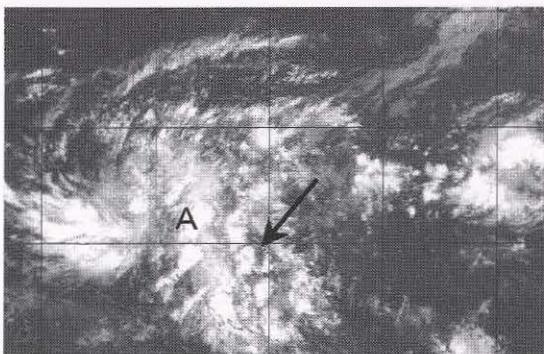
13日06UTC



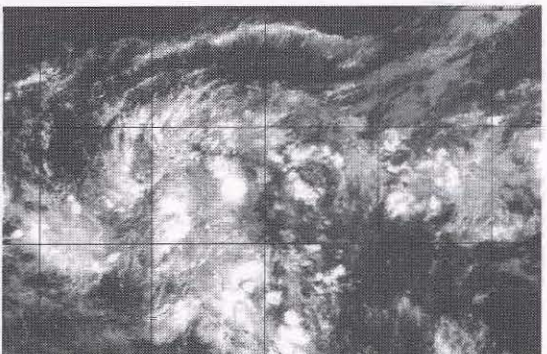
13日12UTC



13日18UTC



14日00UTC



14日06UTC

図1-1-11 下層の東風サージに関連すると考えられるCbライン(矢印)

(2) 上層トラフの関わり

Dvorak(1992)は、台風発生前の2~3日前(雲システムがT数1.0に達する前の段階)において、熱帯の活発な対流雲域(クラウドクラスター)が、上層トラフと相互作用して、雲システムの組織化のきっかけになる場合があるとしている。ここでDvorakの言うトラフは、北西太平洋では図1-1-12に示したTUTTと呼ばれる上層トラフと考えられる。図1-1-12を見ると、偏西風帯の発達したリッジからの赤道方向へのサージがTUTTの形成に深く関わっていることがわかる。TUTTの西縁付近には切離されたTUTTセル(UCL)が存在している。

Dvorakは、上層トラフの接近、通過または衰弱の過程で既存の対流雲域に、次のような一連の変化が現われるとしている。まずトラフの接近に伴い、対流雲域が変形し東西走向を強めたり、クラウドクラスターの北側の縁が直線状になったりする。その後トラフが対流雲域の北を通過または衰弱すると、対流雲域が湾曲したバンド状に組織化されるというものである。しかし、このような特徴的な変化はいつも現われるのではなく、いくつかの発生メカニズムの内のひとつにすぎないとしている。

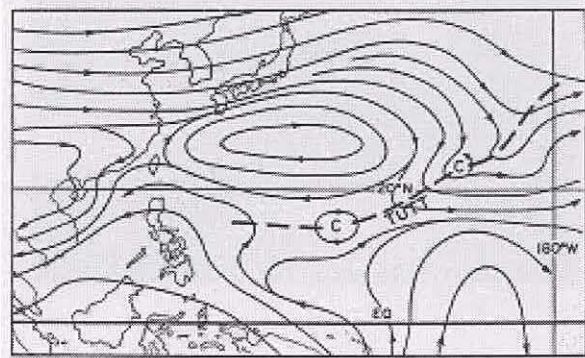


図1-1-12 上層トラフ(TUTT)の事例
1984年10月3日12UTCの200hPa流線解析図
CはTUTTセル(Zehr(1992)から引用)

(3) 上層トラフ通過型の発達事例

上層トラフ通過型の発達と考えられる事例を図1-1-13に示す。この事例は、上層の偏西風域が北緯10度付近まで南下していた5月に発生した。この事例では、上層トラフ(TUTT)の接近に伴い明瞭化した高気圧性曲率を持つCiストリークが東進を始めると、Ciストリーク西端付近で持続していたCb域が活発化した。その後Cb域には低気圧性に湾曲したCbバンドが形成され、雲システムの組織化が進んでいった。この事例では、ITCZ上のCb域の盛衰にTUTTが深く関連すると考えられる。

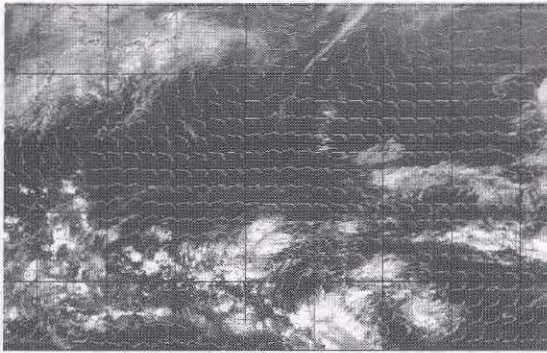
この事例について詳細に見ると、赤道越えの南西風が弱くITCZは赤道近傍に位置しており、Zehrの下層風パターンでは図1-1-3の(c)にあたる。この雲システムのCSCは13日00UTCに初めて決定された。14日00UTCにはこの雲システムはT数1.0と判断され、その2.5日後の16日12UTCに台風が発達した。また、この雲システムはバンドパターン型の発達を示している。

11日00UTCに、ニューギニア島の北で持続しているCb域Aと、その北東で明瞭化してきたCiストリークBの動向に着目する。このCiストリークは、12日00UTCから13日00UTCにかけて最も高気圧性曲率が明瞭となっている。このようなCiストリークの特徴は西側へのトラフ(TUTT)の深まり(接近)を示している。

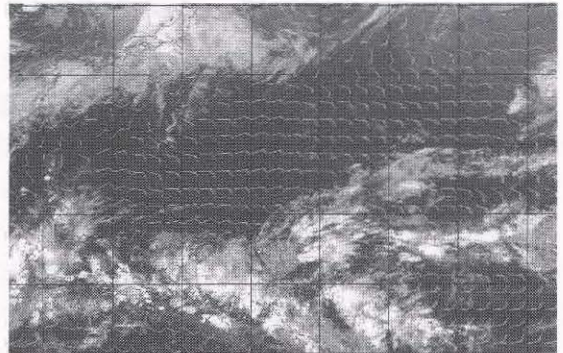
その後、トラフの東進に伴い13日00UTC以降Ciストリークは東進を始め、しだいに高気圧性曲率は不明瞭化した。AのCb域は、このCiストリークの東進とともに13日00UTCにはまとまりを持ち活発化している。そして、12UTCには曲率を持った濃密なCbバンドが発生した。

一方、11日12UTCにCiストリークの東側に位置するまとまりを持ったCbクラスターCは、Ciストリークの東進とともに衰弱していることに着目することも重要である。

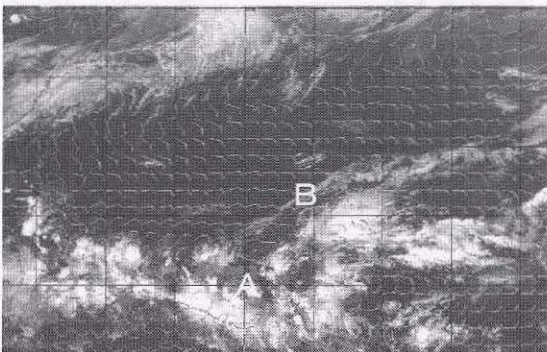
以上の事例で紹介したように、熱帯低気圧に発達する雲システムの監視には、活発な対流雲から構成された雲システムの特徴的な形状の変化に着目することが最も重要である。



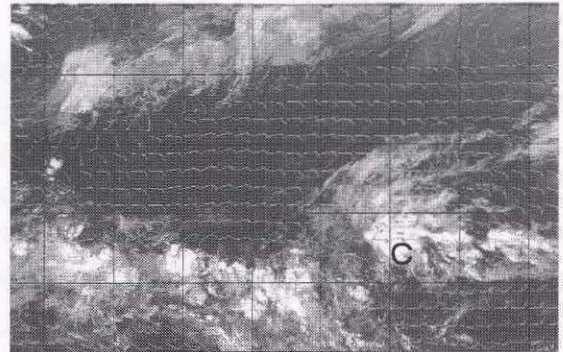
2002年5月10日00UTC



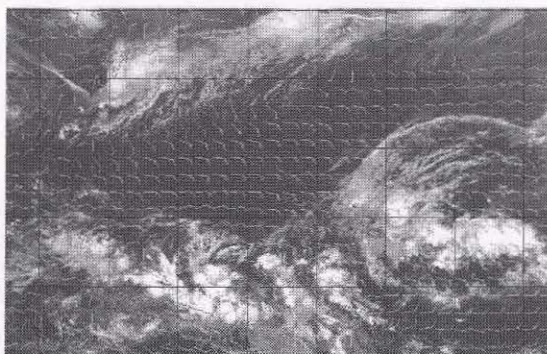
10日12UTC



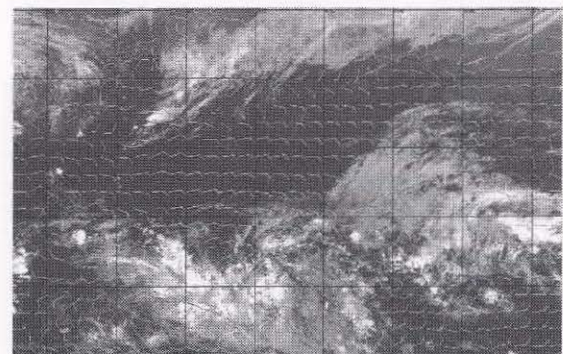
11日00UTC



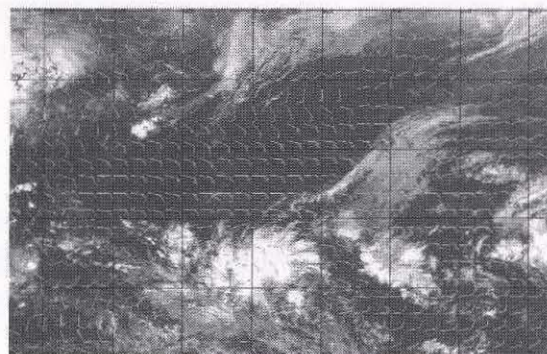
11日12UTC



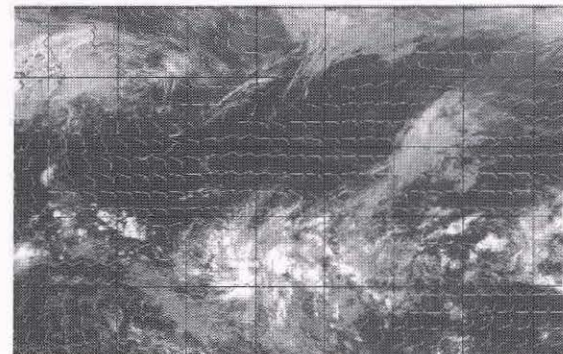
12日00UTC



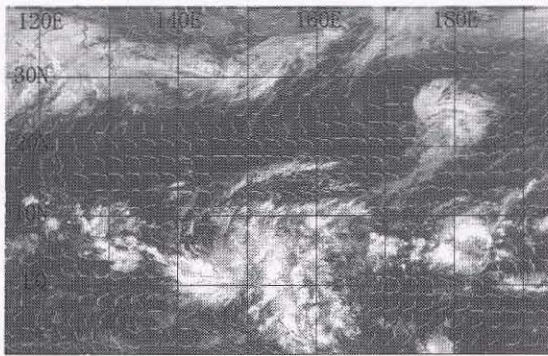
12日12UTC



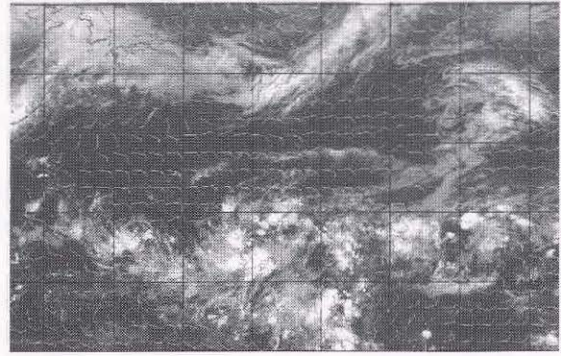
13日00UTC



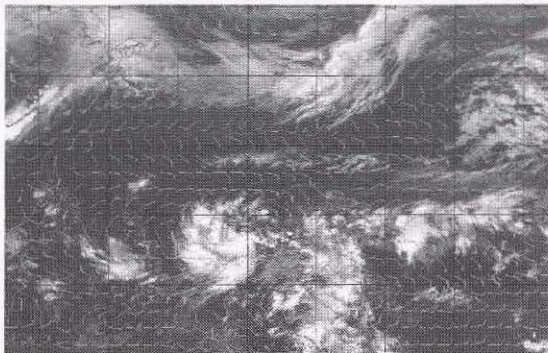
13日12UTC



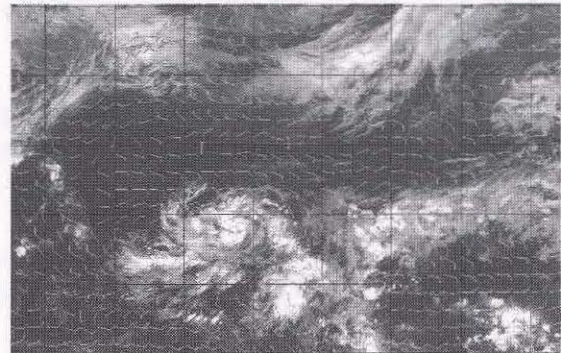
14日 00UTC



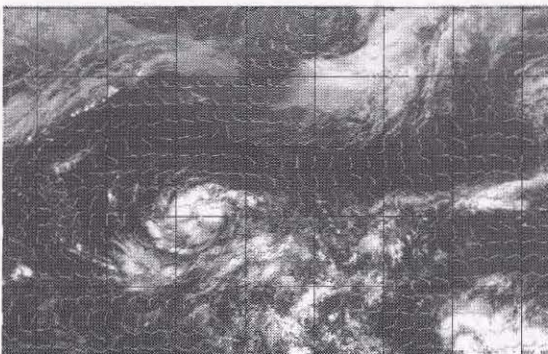
14日 12UTC



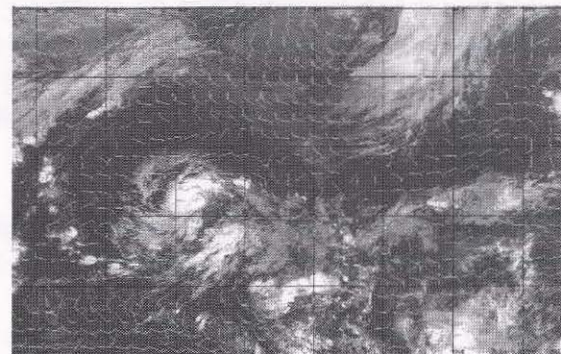
15日 00UTC



15日 12UTC



16日 00UTC



16日 12UTC

図 1-1-13 2002 年台風第 3 号に発達した雲システム組織化の事例（赤外画像）

それぞれの画像には GSM の GPV データ (各日の 00、12UTC の初期値) の 850 hPa の風を重ね合わせている
 (長い矢羽根が 10kt、短い矢羽根が 5 kt)

*1熱帯：北回帰線と南回帰線(北緯 30 度と南緯 30 度とするものもある)に挟まれた緯度帯を指し、一年中高温(年平均気温が 20℃以上)で冬がないなど、特有の気象環境がある。これに対して、亜熱帯は熱帯と温帯の間の領域で、夏には高温になるが、冬でも極端な低温がなく(月平均気温 20℃以上が 4～11 ヶ月、20℃以下が 1～8 ヶ月)、冬季は偏西風帯に属する地域もあるが、亜熱帯高気圧帯に支配される。

*2ITCZ(Intertropical Convergence Zone : 熱帯収束帯) : 主に北緯 5～15 度付近に存在する下層風の収束域で雲量・雨量が多い。衛星画像では活発な対流雲(Cb)の多い雲の帯として見られる。

*3クラウドクラスター：雲(Cb)の塊の意味で、雲(Cb)クラスターともいう。ある程度の大きさのものを指す。その大きさは例えば、岩崎・武田(1993)のメソスケール雲クラスターの定義によれば、上面の輝度温度(TBB) -50℃以下の雲塊でその直径が 100km 以上などとしている。

*4対流雲セル：クラウドクラスターが対流雲の集合体であるのに対して、その構成雲で対流活動をしている雲(主に Cb)の単体を指す。

*5熱帯低気圧：一般的には、熱帯地方で発生する、水蒸気の凝結の潜熱をエネルギー源とする低気圧の総称として、台風やハリケーンなども含む広い意味で使う。気象庁では台風の強さに達していないものを熱帯低気圧(TD : Tropical Depression)と呼ぶが、本書では、特に断らない場合は、広い意味で用いる。

*6台風：北西太平洋の熱帯低気圧のうち、最大風速が 34kt 以上の強さのものを言う。WMO は台風をさらにその最大風速により TS(Tropical Storm:34kt 以上 48kt 未満)、STS(Severe Tropical Storm:48kt 以上 64kt 未満)、T(Typhoon:64kt 以上)に分類している。

*7T数(Tropical number) : 衛星画像から台風の強度を推定する Dvorak(ドボラック)法により決められる。Dvorak 法には、VIS 法と呼ばれる可視画像を用いた手法と EIR 法と呼ばれる赤外強調画像(第 1 章 1.2 の注参照)を用いた手法がある。Dvorak 法では雲システムの発達程度を T 数で表すが、この T 数に台風の衰弱過程を考慮した CI 数が最終的に決定される。この CI 数と台風の最大風速(10 分間平均値)との関係は、統計的でかつ一義的に対応づけられている。また台風の中心気圧についても、最大風速との統計的關係に基づいて CI 数から推定される。(Dvorak 法の詳細は第 2 章参照)

*8CSC(Cloud System Center) : 熱帯低気圧などの雲域の雲システム中心で、例えば、低気圧性曲率を持った雲バンドがある場合はその曲率中心、台風に眼のある場合は眼の中心などである。(図 1-1-9、10 参照)

*9CDO(Central Dense Overcast) : 台風の中心を取巻くほぼ円形の濃密な雲域(Cb が主体)。(第 3 章、第 1 章 1.2.3 参照)

*10モンスーントラフ：異なる向きの季節風(モンスーン)領域の境界で、低緯度に存在し、熱帯低気圧発生のきっかけになる下層風の乱れがある。(図 1-1-3 参照)

*11TUTT(Tropical Upper Tropospheric Trough : 熱帯対流圏上層トラフ) : 気候値では 5～11 月頃に亜熱帯高気圧の赤道側の、北緯 20 度付近の上層 200～300hPa に存在し、トラフ軸は東北東-西南西走向をもつ。TUTT 内で上層渦(TUTT cell, UCL)が形成されたり、上層渦が切離したりする場合がある。(図 1-1-12 参照)

*12UCL(Upper Cold Low) : 熱帯域や亜熱帯域でよく見られる上層に寒気核を伴った低気圧で、その循環は下層まで達していない。Shimamura(1981)は寒気核型低気圧性循環を UCL と呼んでその性質を明らかにした。上層寒冷低気圧とも言う。

*13下層風のサージ：下層風が一気に押し寄せてくる状況を示す。

1.2 熱帯低気圧の発達から衰弱までの雲域*

熱帯低気圧の現在のライフステージや盛衰傾向などの判断は、現在までの連続する可視・赤外等各種衛星画像に見られる雲域の特徴を把握することにより可能である。ここでは、各種衛星画像を利用して事例を示しながら熱帯低気圧の盛衰判断の着目点や台風の各ライフステージにおける雲域の特徴などについて述べる。

1.2.1 熱帯低気圧の盛衰判断の着目点

衛星画像の解析に基づく熱帯低気圧の盛衰変化は、定性的ではあるが衛星画像上の特徴に着目することにより判断できる。

熱帯低気圧の発生初期においては、①Cb クラスターの多寡やそのパターン(雲列の低気圧性湾曲の有無など)、また②動画による CSC の有無などによって盛衰傾向を判断できる。

台風としての発達期には、その雲域の①大きさ、②CSC への低気圧性巻込みの明瞭さ、③雲域の厚さ、④雲頂高度の高さ、⑤CDO の有無、⑥上層雲の高気圧性吹出しの顕著さなどによって盛衰傾向を判断できる。

さらに、台風の最盛期には発達期の①～⑥の要素に、⑦眼の有無などを加えて判断する。

台風の衰弱期、温帯低気圧化期には、①発達期、最盛期の各要素の不明瞭化、減衰低下に加えて、②雲域の非対称性の進行、③下層雲域(雲渦)と上層雲域や活発な対流雲域とのズレの発生または拡大などによって判断できる。

上記の赤外及び可視画像を基に行う判断の他に、水蒸気画像に見られる暗域の侵入は、台風の衰弱期、温帯低気圧への移行期にあることを示す有力な判断要素でもある。水蒸気画像は対流圏上・中部の大気の流れを把握するのに役立つ、その水蒸気画像パターンは(特に暗域の変化を把握することによって)、その後の台風の変化の予測に役立つことがある。特に、水蒸気画像の動画は、単に画像を比較するだけでは不可能な、上・中層の湿潤域の動きを追跡することができるため、台風周囲の雲のない領域についても上・中層の湿潤域の状態を監視することができる。

これらの判断要素は現在と過去の各種画像を見

比べて、または、現在までの数時間の動画からその変化を判断する。

熱帯低気圧の盛衰判断に関する、赤外・可視画像及び水蒸気画像に見られる着目点、及び、ここに見られる現象の兆候をまとめた表(表 B-1)と、その事例画像を付録 B (P118) に示してある。

1.2.2 台風の雲域の日変化

台風の雲域の変化には、そのライフサイクルとしての発達・衰弱の他に、もっと短い周期の日変化がある。このため、その盛衰判断にあたっては注意しなければならない。

熱帯低気圧の雲域にも日変化が存在することを最初に定量的に示した Browner *et al.* (1977) は、台風の上空を覆う巻雲の面積を調査し、15LST (Local Standard Time : 地方標準時) 頃に面積が最も広く、03LST に最も小さくなることを示した。これは、対流活動が早朝に最大となり、この時に発生したかなと巻雲が台風の上層の発散とともに外側へ移流され 12 時間位経過して、その面積が最大になるためと考えられている。

一方、Muramatsu (1983) は、GMS の赤外データを用いて、台風とともに動く矩形の中に占める TBB (Equivalent Blackbody Temperature、等価黒体温度)*1 の量の変化を解析し、 $TBB \leq -70^{\circ}\text{C}$ の領域では 06~0730LST、 $-50^{\circ}\text{C} < TBB \leq -30^{\circ}\text{C}$ では 16~18LST、 $-30^{\circ}\text{C} < TBB \leq 0^{\circ}\text{C}$ では 21LST 以後に最大となり、TBB のしきい値の上昇とともに、その TBB を持つ雲域の面積が最大になる時刻は遅くなり、 $TBB \leq -70^{\circ}\text{C}$ と $-30^{\circ}\text{C} < TBB \leq 0^{\circ}\text{C}$ との間には 12~15 時間のタイムラグがあることを示した。これは早朝に、熱帯低気圧の中心に近い領域で、対流活動が鋭いピークをもって最大となり、ここから発生した巻雲が、上層の発散によって外向きに輸送され、熱帯低気圧の外側の領域で発散と下降流によって薄くなり、やがて消滅すると説明している。さらに Muramatsu は、衛星から見た熱帯低気圧の眼の直径にも日変化があることを指摘している。ほぼ定常状態の熱帯低気圧の眼の直径は、早朝 (06~0730LST) に最小となり、15~21LST に最大となる。しかし、同じ時間のレーダー観測では、眼の大きさにこのような日変化は観測されなかった。

* 寺坂義幸、牧野佐知子、安東義彦、上野忠良 (現 長野地方気象台)

このことは、早朝に日変化で励起された眼の壁雲の対流雲から発生した巻雲が内側に押されて眼の

上空を覆うため、衛星画像上では見かけ上の眼のサイズが縮み、対流が弱まるにつれて内側に押されていた巻雲が消えるため、眼のサイズが広がると説明した。

表 1-2-1 2002 年台風第 9 号の気圧変化

| 月/日 | UTC | 中心気圧 |
|------|-----|---------|
| 7/16 | 12 | 940 hPa |
| | 18 | 935 |
| | 00 | 930 |
| 17 | 06 | 930 |
| | 12 | 930 |
| | 18 | 930 |
| | 00 | 930 |
| | 06 | 930 |
| 18 | 12 | 930 |
| | 18 | 925 |
| | 00 | 925 |
| | 06 | 925 |
| | 12 | 925 |

ここでは台風の雲域に見られた日変化の例を紹介する。図 1-2-1a~k に、2002 年 7 月 16 日 12UTC から 19 日 00UTC の台風第 9 号の赤外面像と赤外強調画像(以下、「EIR 画像」*2 とする)を示す。台風のベストトラック*3 資料によると、台風第 9 号の中心気圧は表 1-2-1 のように、17 日 00UTC から 18 日 12UTC まで 930hPa と一定で変化していないが、この期間の衛星画像を見ると、眼を取り囲む CDO の面積が 20UTC 頃に大きくなり、逆に 05UTC 頃には小さくなっているのが見られる。これは前後の画像から見て、台風のライフサイクルの中に見られる変化とは別の変化(日変化)であることがわかる。

デミタス

史上最強台風

近年、強い台風が減少したと言われている。今までの台風観測史上で最低気圧を記録した最強台風は 1979 年の台風第 20 号である。10 月 4 日、トラック島東海上で発生し、西進しながら発達して、10 月 12 日に沖ノ鳥島南方海上で中心気圧 870hPa (米軍飛行機観測)を記録した。最大風速は 140kt であった。図 D-1 は当日の 06UTC の可視画像で、はっきりとした眼が見られる。台風は沖縄付近を経て北東に進み、10 月 19 日、和歌山県白浜付近に上陸(上陸時の気圧 965hPa)後、本州・北海道を足早に縦断し、死者・行方不明者 111 名など、全国に大きな被害をもたらした。この記録から 20 年余りの間、この値を更新する台風は観測されていない。

米軍の飛行機観測がなくなってからは、気象庁の台風観測は衛星画像を用いた観測が主となっている。通常、洋上の台風の中心気圧は衛星画像解析(Dvorak 法など間接的方法)の結果をもとに決められる。遙か洋上にある台風の中心気圧は、離島や気象ブイの真上をたまたま台風の中心が通過する場合以外、直接測ることはできない。「飛行機観測がなくなってからは、それ以前と比べて”スーパータイフーン”(900hPa 以下の台風)*が減ったようだ」との指摘もある。そのあたりも確かめる必要がありそうである。(気象衛星センター創立 25 年史(2002)から一部引用) (安東義彦)

*気象庁の使用する台風の分類名ではない

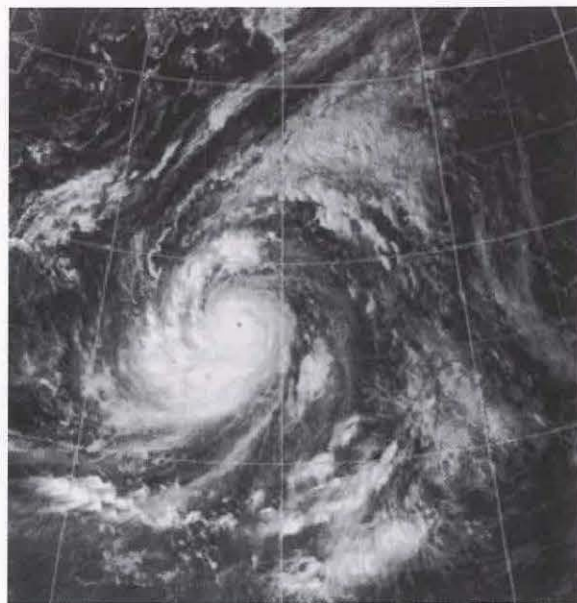


図 D-1 台風第 20 号 1979 年 10 月 12 日 06UTC 可視画像



图 1-2-1a 左 7月16日 12UTC

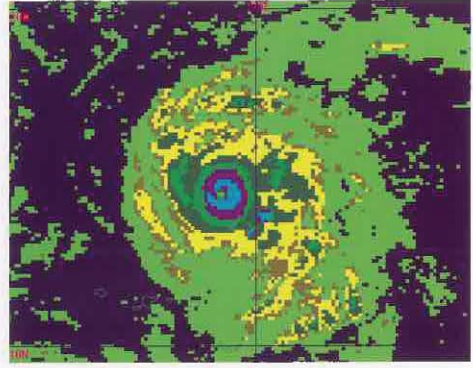


图 1-2-1a 右 7月16日 12UTC



图 1-2-1b 左 7月16日 20UTC

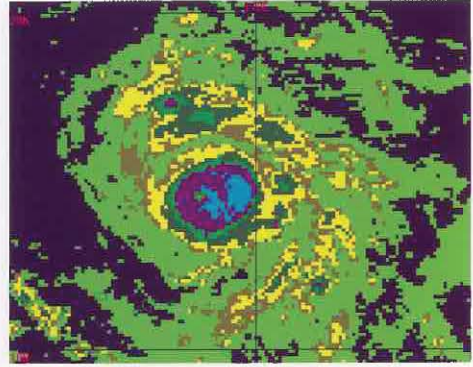


图 1-2-1b 右 7月16日 20UTC

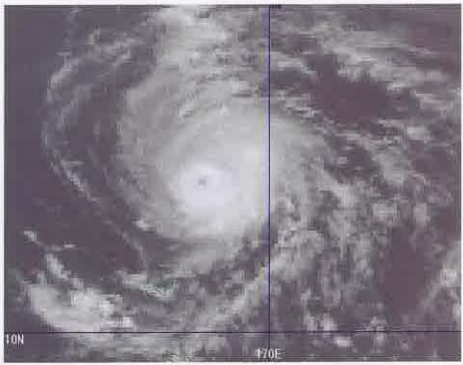


图 1-2-1c 左 7月17日 00UTC

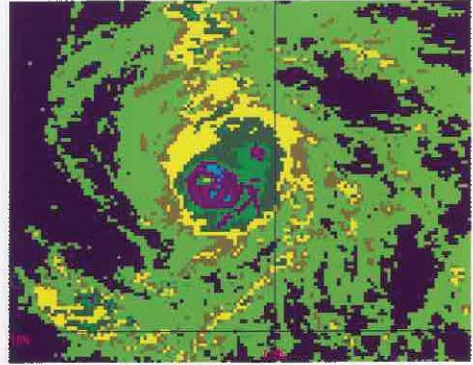


图 1-2-1c 右 7月17日 00UTC

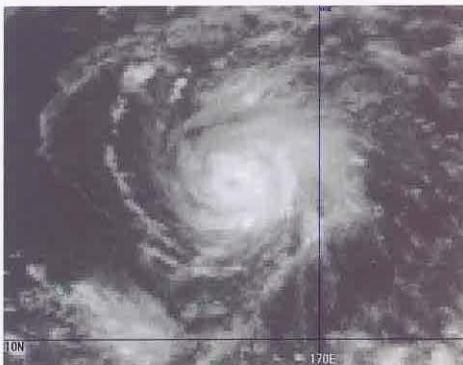


图 1-2-1d 左 7月17日 05UTC

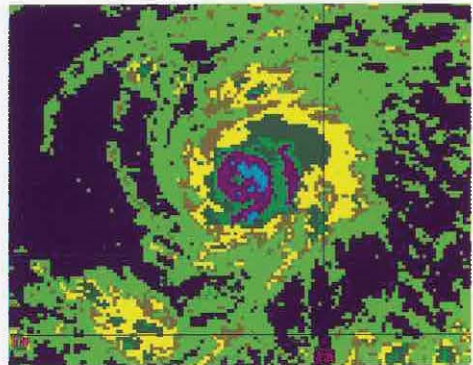


图 1-2-1d 右 7月17日 05UTC

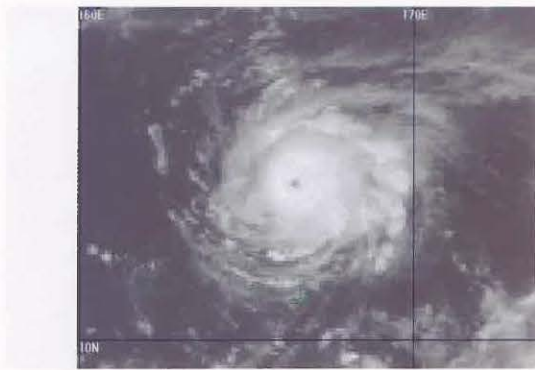


图 1-2-1e 左 7月17日 12UTC

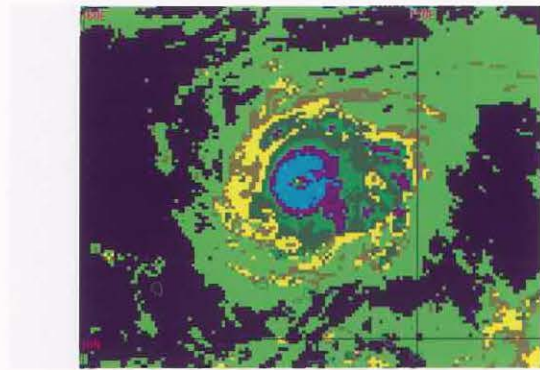


图 1-2-1e 右 7月17日 12UTC

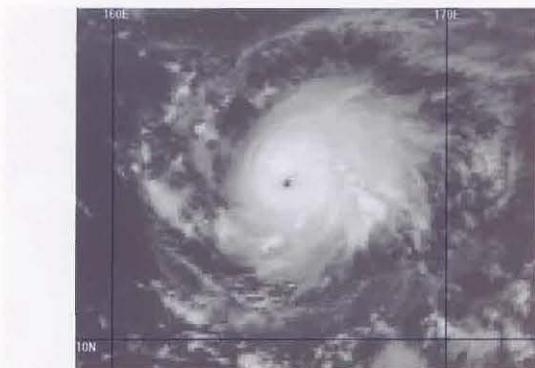


图 1-2-1f 左 7月17日 20UTC

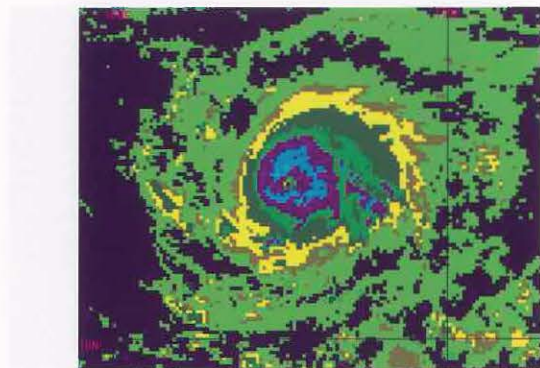


图 1-2-1f 右 7月17日 20UTC

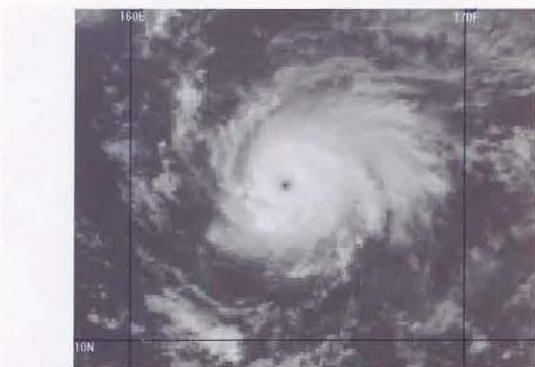


图 1-2-1g 左 7月18日 00UTC

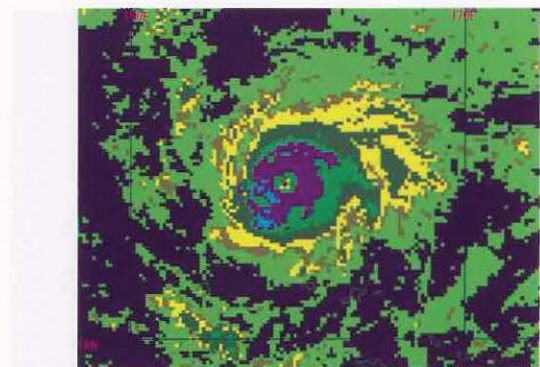


图 1-2-1g 右 7月18日 00UTC

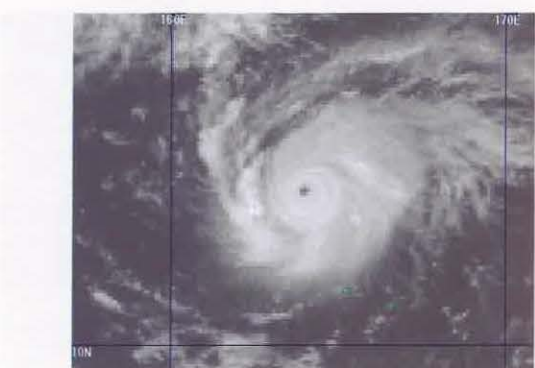


图 1-2-1h 左 7月18日 05UTC

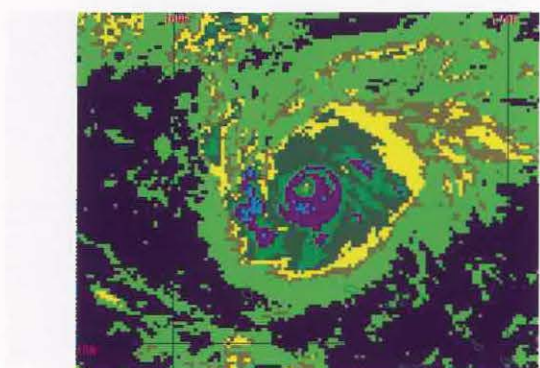


图 1-2-1h 右 7月18日 05UTC

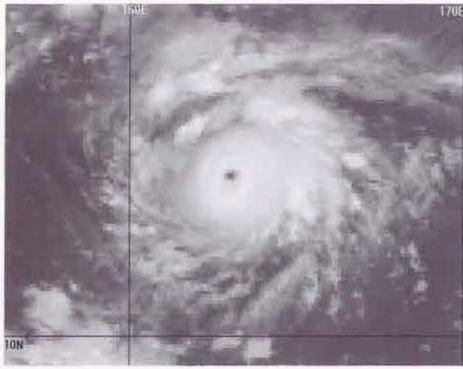


図 1-2-1i 左 7月18日12UTC

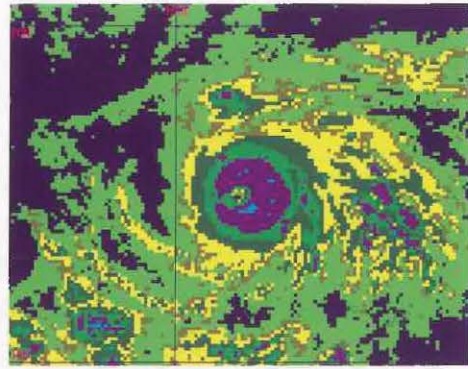


図 1-2-1i 右 7月18日12UTC

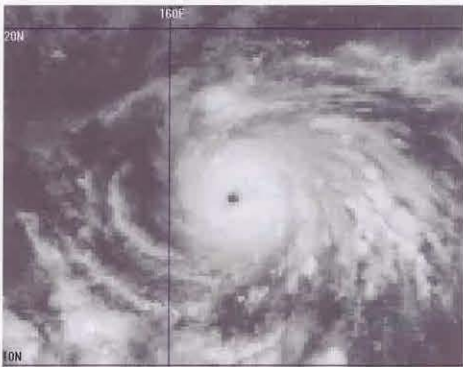


図 1-2-1j 左 7月18日20UTC

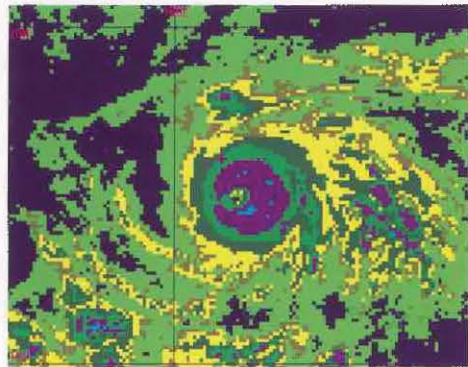


図 1-2-1j 右 7月18日20UTC



図 1-2-1k 左 7月19日00UTC

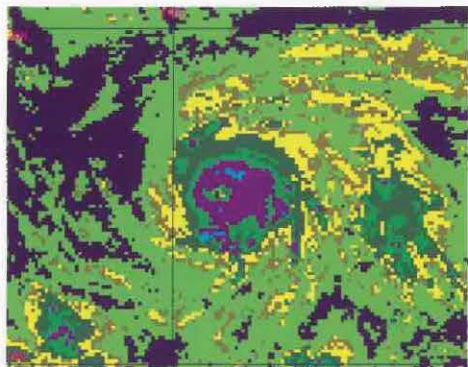


図 1-2-1k 右 7月19日00UTC

図 1-2-1a~k 赤外画像(左)とEIR画像(右)による台風第9号の日変化(2002年7月16日12UTC~19日00UTC)

1.2.3 熱帯低気圧の発生・発達から衰弱までの事例

2002年の台風第6号の例を、台風の発生から衰弱までの雲システムのパターン変化について概要を述べる。図1-2-3に台風第6号の発生期から発達期及び最盛期から衰弱期にかけての各日の00UTCの可視画像及び赤外画像とEIR画像を示した。EIR画像は、Dvorak法という台風強度解析手法で用いられる画像である(温度階調による色分けは図2-1-16を参照)。Dvorak法では、雲システムが示すパターンの特徴やその階調の変化から台風の強度を推定する。赤外画像にこのような強調処理を施すことで、濃密な雲域の発達程度やパターンの認識が、より客観的に行えるようになるが、可視画像との比較や動画による雲域の盛衰の特徴に着目することも重要である。また、この台風になる熱帯低気圧の発生前から台風の発生期にかけての水蒸気画像を図1-2-4に、この事例の全期間の中心気圧及びDvorak法により求めたCI数の変化を図1-2-2に示す。

台風第6号となった雲システムについて、その特徴を時系列的に見る。

(1) 発生期

図1-2-3を見ると、6月28日に活発な対流雲からなる巴状のCbバンドが低気圧性に湾曲し始めた。この時点でこの雲システムのT数は早期判別法による判定で1.0と判断された。また、この時刻に、この雲システムは熱帯低気圧となった。この雲システムは、図1-1-6で示した雲システムと同様の明瞭なモンスーントラフ上で発生している。

この雲システムのここまでの経過とこの後の成行きを図1-2-4でたどると、26日には、20N160E付近を西南西進するUCL(U)がある。このUCLの他にも20~30N帯には東西に並んで渦があり、これらはこの後、南側のITCZ中の雲域がしだいに各々区切れてまとまってくるのと呼応しているように見える。このUCLの西で台風第5号が第6号とほぼ同時に発生(29日00UTC)して、その後さらに発達して行くにつれて、これらの渦(UCL)と雲域(台風)は交互に配置されたように並んでいる。

図1-2-3に戻って、29日00UTCには、低気圧性の曲率を持った活発なCbバンドが雲システムの中心をほぼ半周にわたり取り囲んでおり、この時点でT数は2.0と判断された。中心を指向する低

気圧性に湾曲した明瞭な雲バンドは、可視画像では白く輝く濃密な雲域からなり、EIR画像で見ると、その領域の輝度温度は低い。これらのことから、この雲バンドは発達した対流雲から構成されたCbバンドであることがわかる。この時刻にこの雲システムは台風第6号となった。

6月30日から7月4日にかけては、図1-2-2に示されているように台風の中心気圧の低下が見られず、雲システムはほぼ一定の強度を持続した。図1-2-3では画像を省いているが、この期間には、雲システムの中心付近を覆い、盛衰を繰り返す丸みを帯びた輝度温度の低い雲域、Dvorakの言うCCC(Central Cold Cover)^{*4}が現れた(図1-2-3の6月30日00UTCの画像矢印参照)。雲域の周辺域では湾曲した雲バンドや雲列が見られなくなり、雲パターンの変化を示す特徴が不鮮明となった。Dvorakは、このような雲パターンをCCCパターンと定義している。

(2) 発達期

図1-2-3で6月30日までと7月5日以降の画像を比較すると、雲システム周辺域に大きな違いが見られる。6月30日までは雲システム周辺域にCbクラスターや対流雲セルが散在しているのに対して、7月5日以降には周囲の対流雲は消散しており、雲システムは孤立している。

7月4日以降、台風は再び発達を始め、雲システムにはCDOが形成された。CDOは中心を取り囲むほぼ円形をした持続性のある雲域で、活発な対流雲から構成される。可視画像では、発達したCDOはその表面が滑らかに見える。またCDOは台風が発達するに従いより円形度を増し、CDOの幾何学中心に台風の中心が合致するようになる。さらに直径が大きくなる場合やより低い輝度温度が現れる場合もある。場合によっては、CDOに接してその外側を湾曲したバンド状の雲域が取り囲むこともある。またEIR画像では、事例に示されるようにCDOの中に湾曲したパターンが見られることもある。このCDOパターンは、台風の発達過程のほか衰弱過程で眼が不明瞭になった時にも観測される場合も多い。

7月5日、7日は台風の再発達過程の画像で、中心が次第にCDOの中心に位置するようになり、CDOの円形度を増しているのがわかる。EIR画像ではCDOに湾曲した内部構造が見られ、4日にか

て見られた円みを帯びた雲域と明らかに構造が異なっている。

(3) 最盛期

7日には、図1-2-3の画像が小さくて少し見難いが、可視画像で中心付近に影が見える。00UTCでは太陽高度がまだ低いため、このように非常に発達した対流雲の影がCDO上に見られる場合がある。

8日00UTCは、この台風の本盛期の画像である。可視画像、赤外画像ともに明瞭な眼が確認できる。CDOの輝度温度はやや低下しているが、同心円状の温度分布を示すようになり、雲システムは1日前に比べさらに円形度を増している。CDOのほぼ中心付近に、可視画像、赤外画像ともに明瞭な眼が確認できる。一般に発達した台風ほど、赤外画像での眼の壁雲(Eye wall)は明瞭となり、眼の直径も小さくなる。赤外画像で眼の壁雲が明瞭であるということは、CDOの輝度温度と眼の輝度温度の差が大きいことを意味している。

(4) 衰弱期

9日00UTCには、赤外画像で眼は不明瞭化しており、眼の周囲を構成していたCDOはCSCの西象限で衰弱している。可視画像でもこの眼は不明瞭化し、CDOの円形度も悪くなっている。

10日00UTCには台風の雲システムの円形度が崩れ、東象限だけに湾曲した活発な対流雲域が存在している。西象限には、可視画像で四国沖から低気圧性の曲率を持つCuラインが、活発な対流雲域を指向しているのが確認でき、Cuラインの曲率から雲システムの中心位置が決定できる。このような雲パターンはシャープパターンと呼ばれ、熱帯低気圧の発生初期とともに衰弱期にも良く見られる。これは雲システムが風の鉛直シャープの強い偏西風帯の影響を受けていることを示している。

11日00UTCには、三陸沖に位置する台風本体の雲システムの輝度温度が上昇し、熱帯から持続していたCb域の衰弱が確認できる。日本の南から関東東南東海上にかけては寒冷前線を示唆するCbラインが明瞭となっており、台風が温帯低気圧化の過程にあることを示している。

10日から11日にかけては、雲システムは著しく非対称の形状を示すようになった。偏西風帯に接近した台風には、このような雲システムの変化がしばしば見られる。このことも、台風が温帯低気圧化の過程に入ったことを示している。

このように台風の雲システムには、発生から衰弱に至る過程で、その各段階に応じた特徴的な雲パターンが観測される。

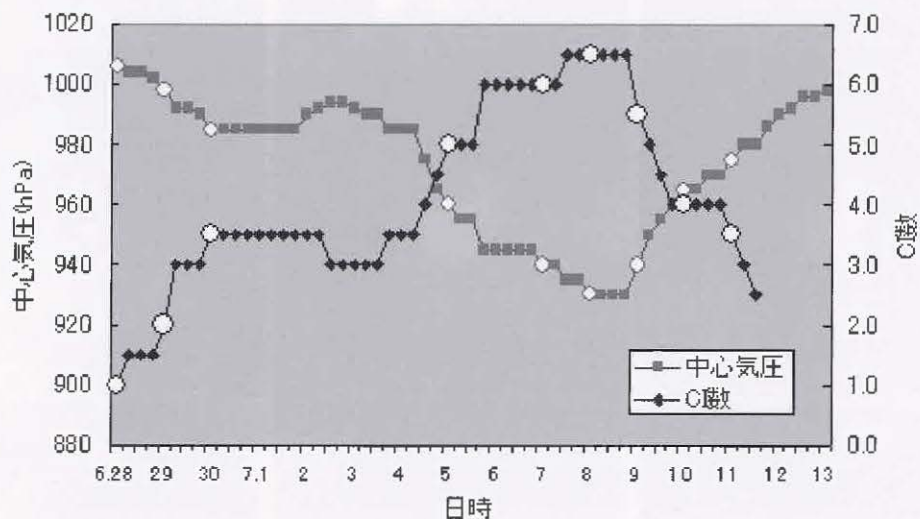
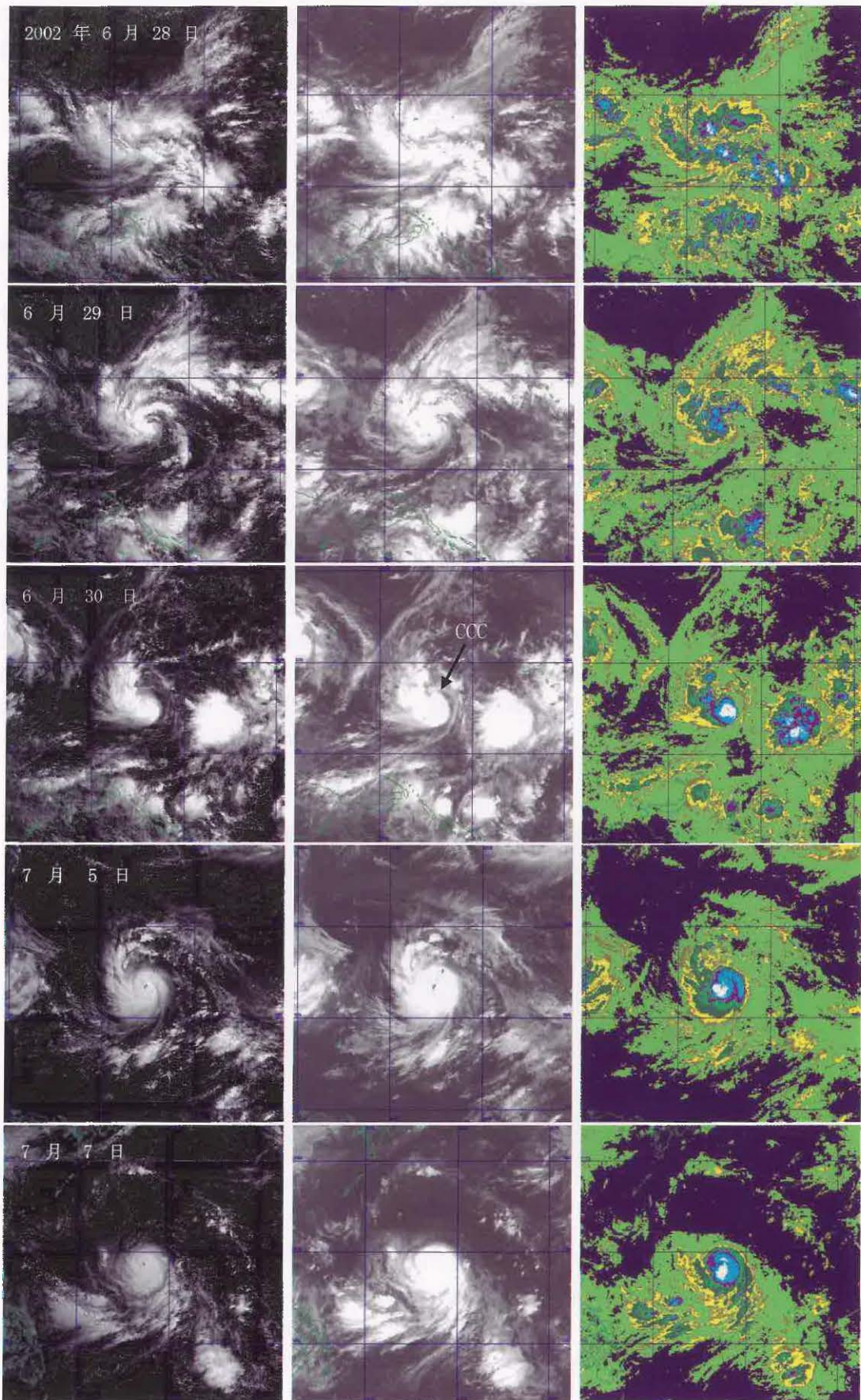


図1-2-2 2002年台風第6号の中心気圧とCI数の変化

台風第6号の中心気圧とCI数の変化を6時間ごとに示している。中心気圧はベストトラック、CI数は気象衛星センターによる解析速報値である。グラフ上の白い丸印は、図1-2-3の衛星画像を掲載している時刻に対応している。



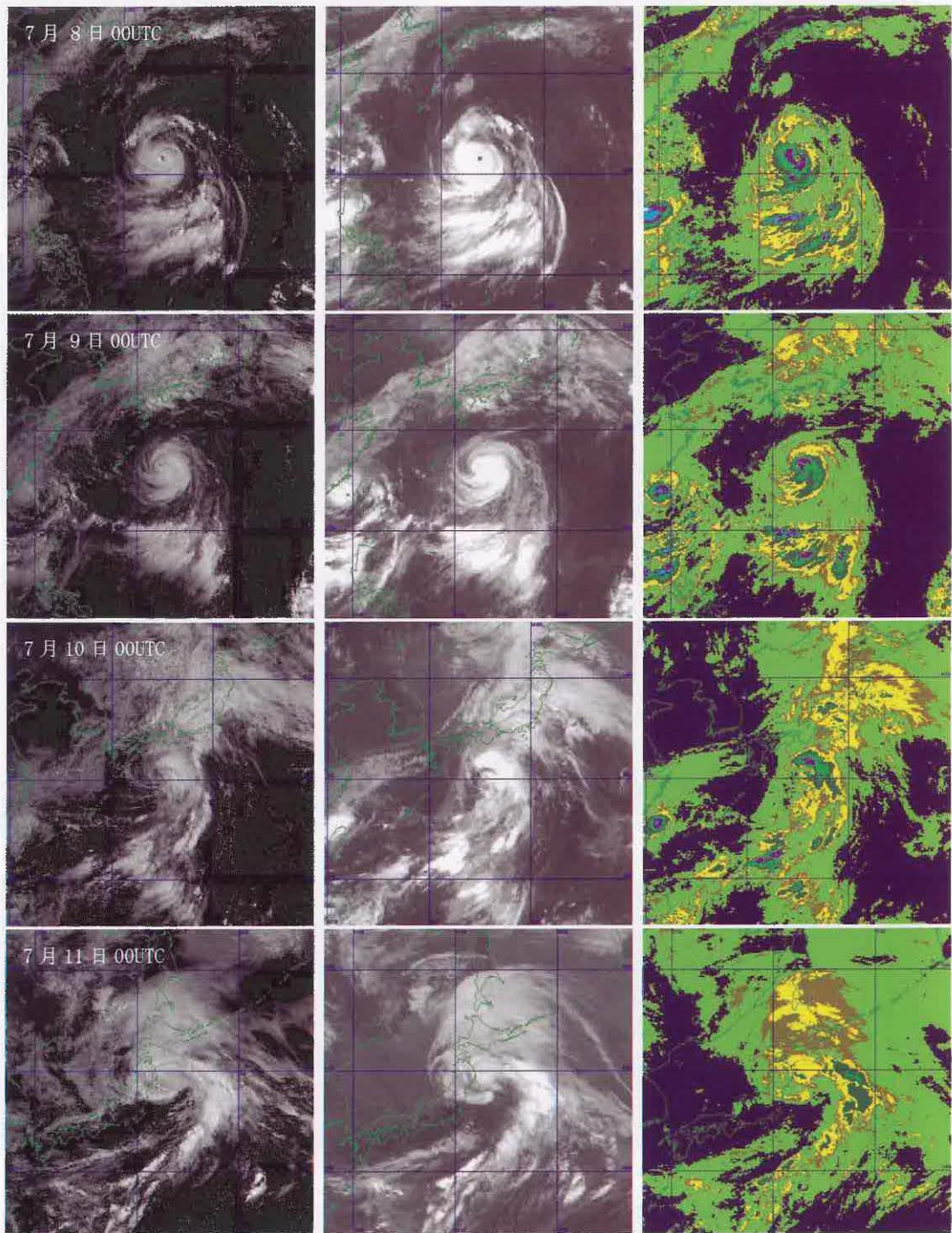
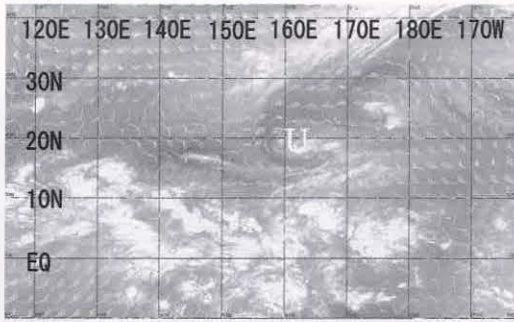
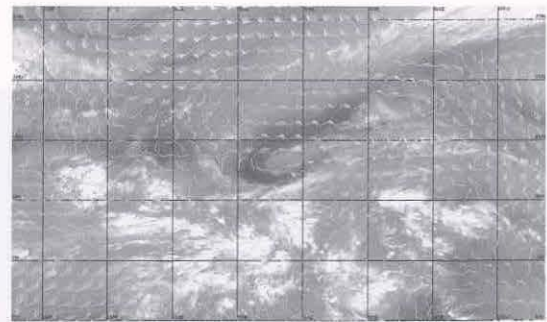


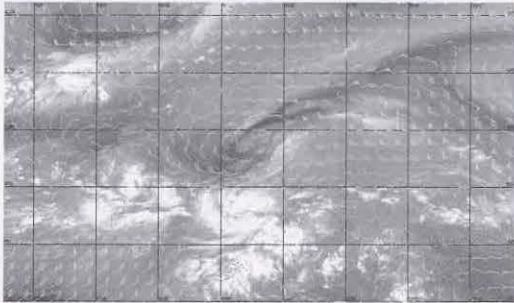
図1-2-3 2002年台風第6号の発生から衰弱にいたる雲パターンの変化
 左から同一時刻の可視画像、赤外画像、EIR画像を示す



2002年6月26日00UTC



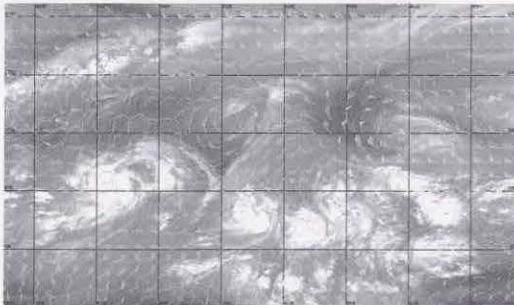
6月27日00UTC



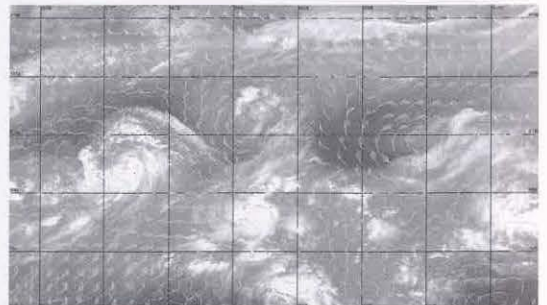
6月28日00UTC



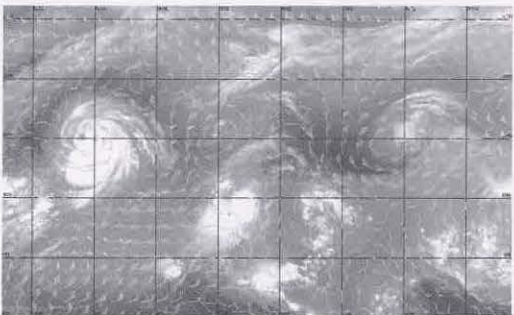
6月29日00UTC



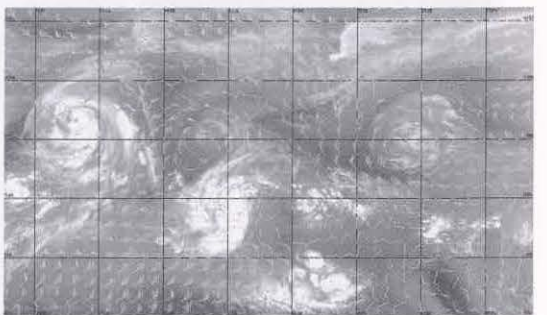
6月30日00UTC



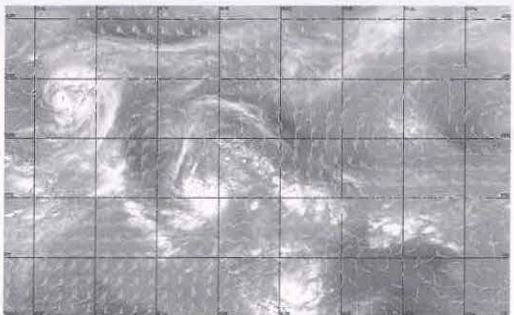
7月1日00UTC



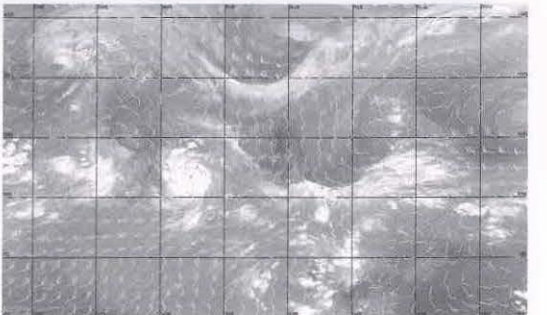
7月2日00UTC



7月3日00UTC



7月4日00UTC



7月5日00UTC

図 1-2-4 2002年台風第6号の6月26日～7月5日の水蒸気画像
水蒸気画像にはGSMのGPVデータ(各日の00UTCの初期値)による250hPaの風を重ね合わせている(長い矢羽根が10kt、短い矢羽根が5kt)

1.2.4 水蒸気画像による台風の盛衰及び進路の予測

台風の盛衰や進路の予報は、今日では数値予報の精度が上がり、予報期間も延長されているが、目先短期間の予測であれば、現在までの傾向をそのまま延長する持続予報が、今日でもある程度の有効性を持っている。そのような予測手法として、水蒸気画像に注目する方法がある。ここでは、水蒸気画像を利用した台風の目先の盛衰及び進路変化の予測法とその事例について述べる。

Dvorak(1992)は「熱帯低気圧は背の高い対流雲を伴ってCSCが持続し、その発達を阻害する環境になれば、成熟に向けて発達を続ける」と述べている。ここに言う発達阻害の要因としては、地形の効果(陸上の山岳や海上の島)、冷たい海域、風の上層・下層シヤー、CCCの存在などが挙げられる。これらの発達阻害要因が現在またはこれから先に現れるかどうかを見極めることが盛衰予測の手がかりとなる。また、Dvorakは「熱帯低気圧のモデル的発達では、その強度のピークまで、T数が1日当たり1.0づつ増していく。経験的に北半球にあっては、北西に進むものは発達を始めて5日目頃、西に進むものは6日目頃、そして、北に進むものは4日目頃にそのピークに達する」と述べている。これも一つの盛衰予測の要素となる。しかし、実際の台風は、その途中で関わる発達阻害要因とその関わる時間により、発達が遅れたり、

また途中で衰弱してしまったりするものもあるので、このDvorakの手法による予測の期間は目先の短時間となる。以下にGMS画像による北太平洋での適用事例を紹介する。

図1-2-5は、西進する熱帯低気圧とその発達に影響を与える上層トラフの位置関係を示す模式図である。上層トラフが熱帯低気圧の西方、緯度換算25度以内であって、接近または発達すると熱帯低気圧の発達を阻害する。このような上層トラフの接近は、熱帯低気圧が上層と下層で風の鉛直シヤーが大きい領域に入ることを意味する。この図において、左上の矢印は上層風の風速の極大軸を示し、この軸はこのトラフに対応する低気圧性に湾曲した雲バンドに直交する。図のaは上層トラフの存在を示す湾曲した雲バンドが熱帯低気圧から緯度換算25度以内に入りつつあり、bは影響範囲でそのような雲バンドが形成されつつある図である。cは上層トラフの発達に伴って湾曲した雲バンドが南西方向に伸び出し、影響範囲に入ってくる場合のパターンである。この時、上層風は時間とともに西寄りから北寄りに変化する。これら上層トラフの動向は数値予報資料があれば、それを参考にできる。

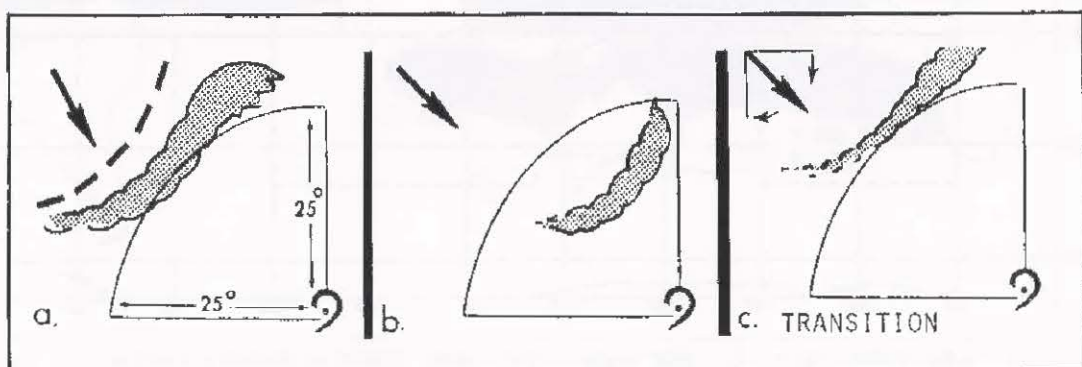


図1-2-5 熱帯低気圧とそれに影響を与える上層トラフの位置関係模式図(Dvorak, 1992)

矢印は上層風の風向、cでは時間とともに風向が変化することを示している

図 1-2-6、7、8 は、2002 年 8 月 31 日 06UTC、16UTC と 9 月 1 日 00UTC の水蒸気画像で、台風第 17 号の盛衰に上層トラフが影響を与えたと考えられる事例である。1 日 00UTC の画像には数値予報資料の 200hPa の風を重ねてある。180 度より東を西北西進して来たハリケーンは、30 日 03 UTC に東経域に入り、台風第 17 号となった。31 日 06UTC には、台風の北西側緯度換算約 20 度の所をかなり明瞭な暗域を伴う上層トラフが南東進している。また、このトラフとの間、台風の北西側には UCL に伴うと見られる上層渦があり、この影響と考えられる Cb 域の発達が発達が 31 日 16UTC をピークに見られた。この後、この Cb 域は衰弱し、上層渦も消滅して、台風は北に進路を変えながら進み、1 日 00UTC には台風と上層トラフが緯度換算約 10 度まで近づいた。このため台風は眼が不明瞭化、雲域の対称性が悪くなり、上層雲の吹出しも北側に偏っている。これらの画像上の特徴は、明らかに台風の衰

弱を示している。この時の 200hPa 天気図(省略)を参照すると、このトラフの移動接近につれて、台風付近の上層風場が時間とともに変化している。このため、初め弱風域の中にあつて上層雲の高気圧性吹出しの対称性が良かったが、トラフの接近によって強い南西風域の中となり、上層雲の吹出しが北に偏ったものと推測できる。しかし、さらにこの後、このトラフの東進につれて台風との距離も開き、2 日には台風は再発達して再び眼が明瞭となった。

この事例の場合、赤外や可視画像でも、南東進する湾曲した雲バンドによって、トラフの接近を推測することが出来るが、水蒸気画像を監視することによって、トラフの全体像とその動向を把握することができる。

(P30 注参照図)

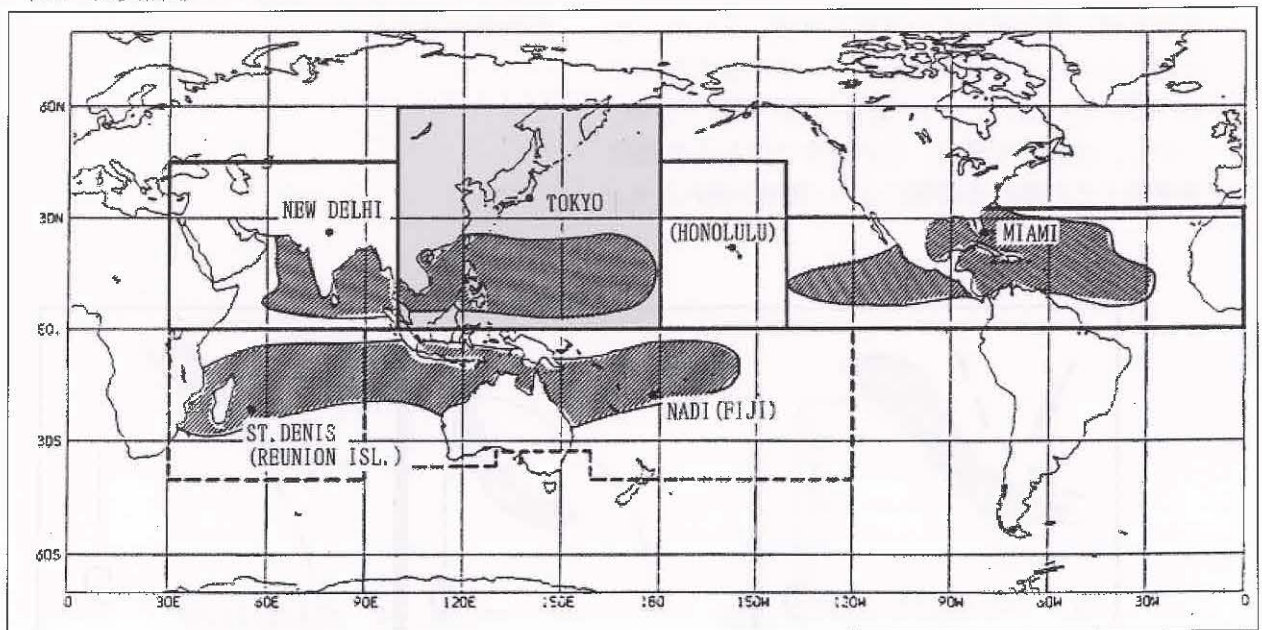


図 1-2-10 気象庁太平洋台風センター(RSMC/TOKYO)の受持ち領域 (陰影部分は熱帯低気圧発生域 Gray, 1975 を参考)

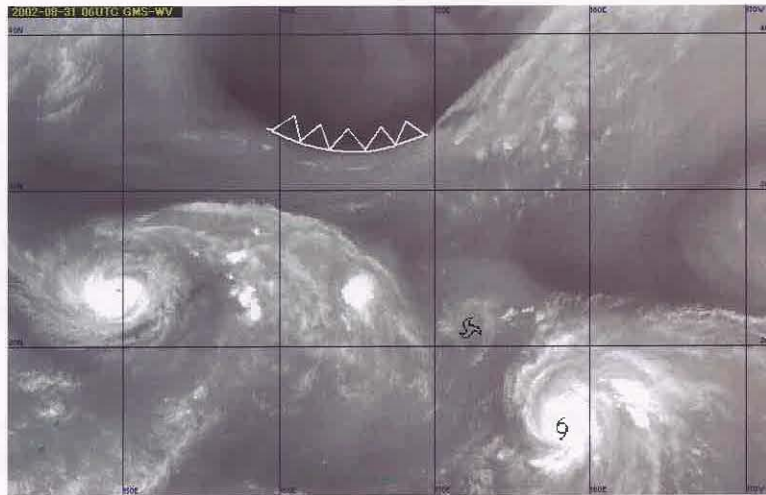


図 1-2-6 2002 年 8 月 31 日 06UTC の水蒸気画像(台風第 17 号)

△△△△△ はバウンダリー(明域と暗域の境界)

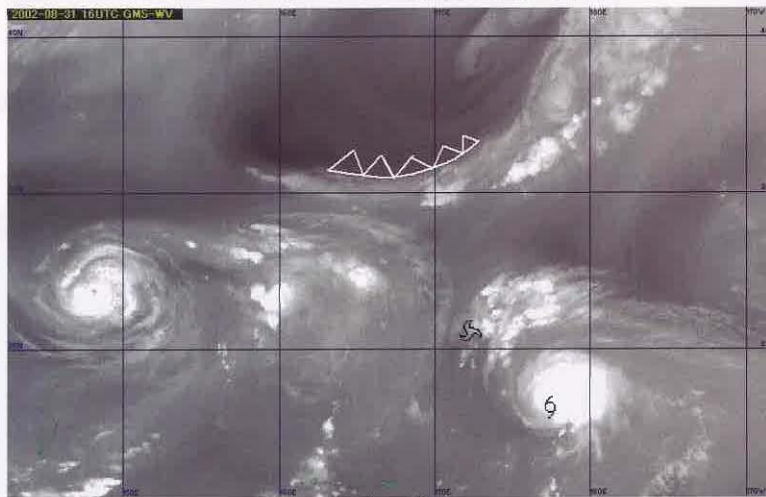


図 1-2-7 同 16UTC の水蒸気画像

S は上層渦、6 は台風中心

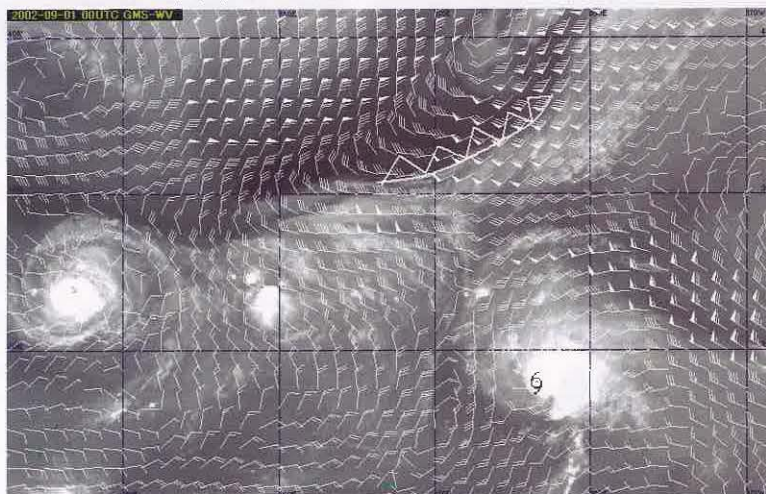


図 1-2-8 9 月 1 日 00UTC の水蒸気画像と GSM の GPV 200hPa の風

(長い矢羽根が 10kt、短い矢羽根が 5 kt)

(数値予報資料の風初期値には台風部分にボーガス*5が入っている)

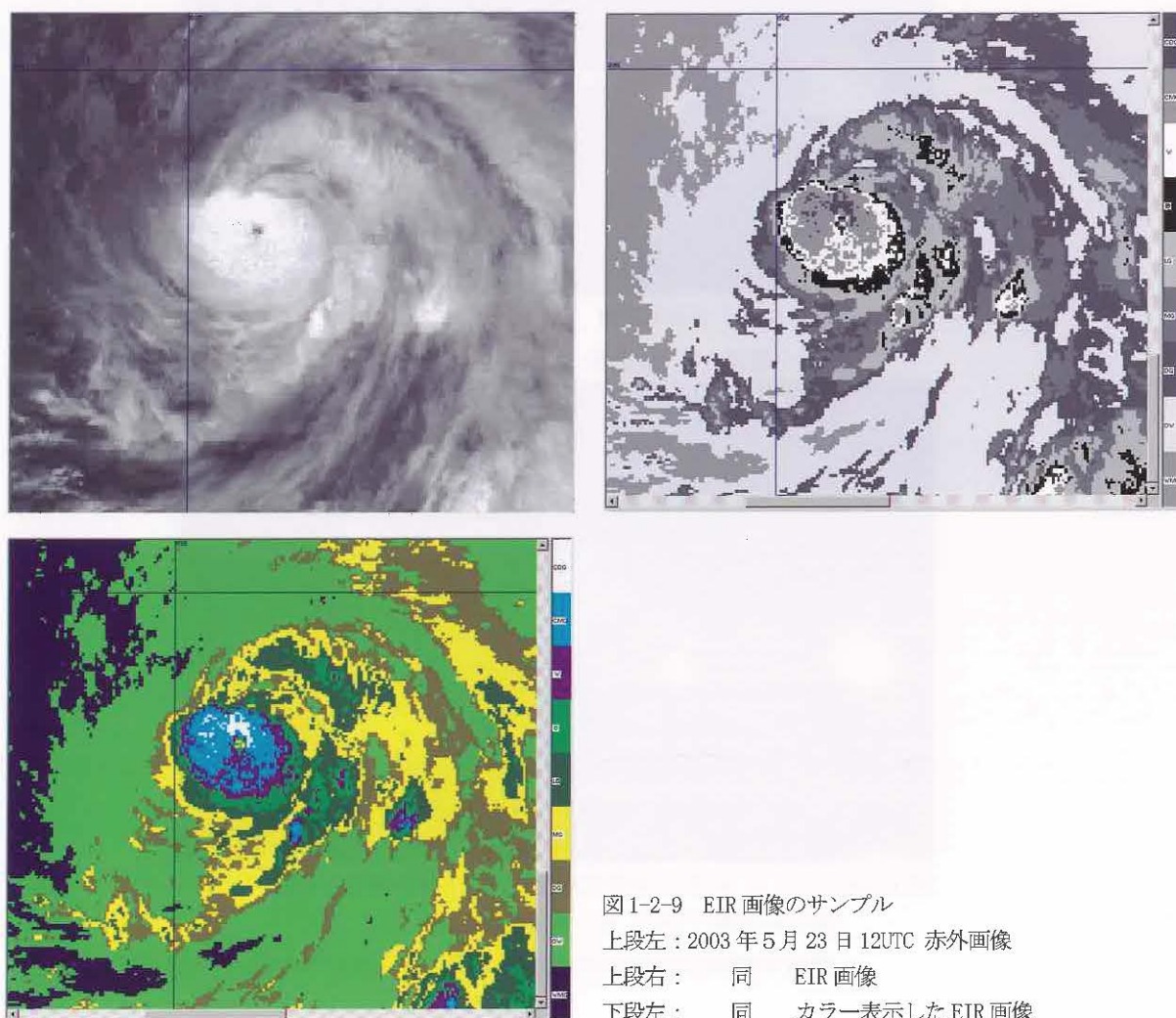
*¹TBB (Equivalent Blackbody Temperature : 等価黒体温度) : 観測された赤外線放射量が、黒体から放射されたと仮定した場合の黒体の温度である。輝度温度(Brightness Temperature)ともいう。

*²EIR 画像 : 赤外強調画像(Enhanced InfraRed imagery)は気象衛星の赤外データで得られる TBB 値の特定の温度帯を強調処理した画像である。温度階級により 9 種類の色を当てはめている(図 1-2-9)。見やすさを考えカラー表示したものが主に利用されている(温度階級の対応は図 2-1-16 参照)。赤外強調画像の各階調は、温度に対して不規則に定義されているが、その根拠は明確にされていない。木場(1984)は、Dvorak 法ではまず VIS 法が開発されたため、後に開発された赤外強調画像での解析強度を可視画像での強度に適合させるために、統計的に決定されたのではないかと述べている。当初の Dvorak 法では、白黒階調の濃淡により強調処理を施していたため、各階調の名称はその当時のものがそのまま用いられている。

*³ベストトラック : 事後解析台風資料で、WMO の RSMC (Regional Specialized Meteorological Center) である気象庁予報課太平洋台風センターが作成する。(気象庁太平洋台風センターの受持ち領域は P28 参照)

*⁴CCC (Central Cold Cover) : 熱帯低気圧の発生初期に現れ、雲システムを中心付近を覆う丸みを帯びた輝度温度の低い雲域(濃い Ci)で、盛衰を繰り返すことがある。CCC はこの雲システムの発達を阻害するが、その要因が何であるのか、今のところは良くわかっていない。

*⁵ボーガス : 数値予報で台風を取扱うために用いられる擬似データで、初期値の台風の部分に典型的な数値があてはめられる。



熱帯低気圧 4 個観測

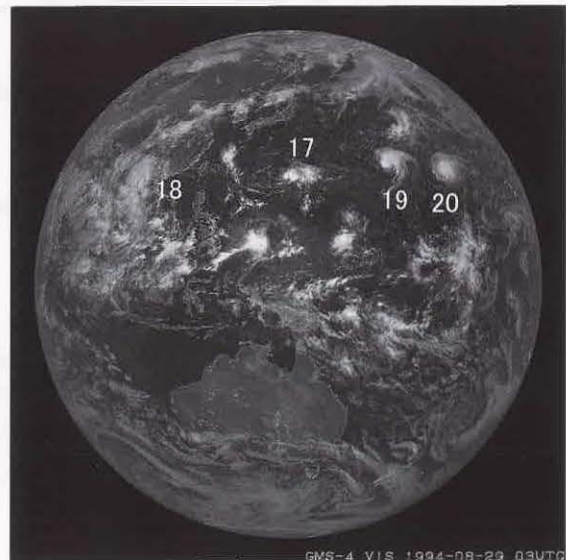
台風シーズン最盛期になると複数個の熱帯低気圧が北西太平洋に同時期に発生し、衛星画像による熱帯低気圧の観測は大忙しとなる。気象衛星センターが観測の対象とする熱帯低気圧は、北半球の100E から180E の台風と24時間以内に台風に発達すると予想される熱帯低気圧および西経域から東経域に進入するTS以上の熱帯低気圧である。同時に熱帯低気圧3個を観測することは年に最低1回はあがるが、4個はめったにない。図C-1-1は2002年7月21日00UTCの可視画像である。北緯20度帯に沿って東から台風カルマエギ(0210*¹)、フンシェン(0209)、フォンウオン(0211)、熱帯低気圧(TC0015*²)があり、GMS-5になってから初めての4個観測となった。一番東端の台風カルマエギは西経域の熱帯低気圧が西進して日付変更線を越え台風に発達したものである。これ以前の4個観測は1994年8月29日にあった(図C-1-2)。北緯25度帯に沿って東から台風ジョン(9420)、アイヴィ(9419)、グラディス(9417)、ハリー(9418)が見られる。この時も一番東端の台風ジョンは西経域のハリケーンが日付変更線を越境し台風になった。つまり熱帯低気圧の4個観測とはいえ4個目は西経域から流れ着いたものである。1951年からGMS-1が本運用される1977年秋までに、台風が同時に4個並んだ例は4回あった。また1960年は5個並び、ちょうどローマオリンピックの年だったので五輪台風と名付けられた。もしこの時にGMS-1が運用されていてこの五輪台風を撮影できたら、さぞ壮観だったろう。

(菊池 明弘)

- * 1 台風番号：台風(北西太平洋におけるTS以上の熱帯低気圧)に対して気象庁のRSMC(Regional Specialized Meteorological Center：熱帯低気圧に関する地域特別気象中枢)が決めた番号。その書式はYYNNでYYは西暦の下2桁、NNは年間通算番号である。この番号は台風の国際共通番号となる。
- * 2 TC番号：海上風警報を付加された熱帯低気圧以上の強さの熱帯擾乱に対して、気象庁予報部予報課が指定する年間通算番号。「熱帯低気圧番号」ともいう。台風に付けられる国際共通番号の下2桁とは必ずしも一致しない。



図C-1-1 2002年7月21日00UTCの可視画像



図C-1-2 1994年8月29日03UTCの可視画像

1.3 台風の温帯低気圧化*

台風は日本付近など中・高緯度に達すると、発生・発達期の熱帯・亜熱帯域とは異なる気象環境となるため、その構造や性質にも変化が現れる。台風には、弱まって熱帯低気圧になり消滅するものと、その性質を変え温帯低気圧になるものがある。中には寒気を新たなエネルギー源に温帯低気圧として再発達するものもある。

衛星画像では、それまでの台風の雲域が、その特徴が消失した熱帯低気圧の雲域となったり、台風とは違った特徴を持つ温帯低気圧の雲域(又はその一部)となったりするのが見られる。これらの変化は、衛星画像解析の知識をもって注意深く監視することによっていち早く把握することができる。台風から変わった温帯低気圧が日本付近にある場合、特にそれが再発達する場合は、その動向の把握は台風同様に防災上重要である。ここでは、その温帯低気圧化(以下、温低化と略す)を判断する手法と事例を紹介する。

(1) 温低化の定義

予報作業指針台風予報(1990)では、台風の温低化完了の定義を、「上層に暖気核を持つ熱帯擾乱

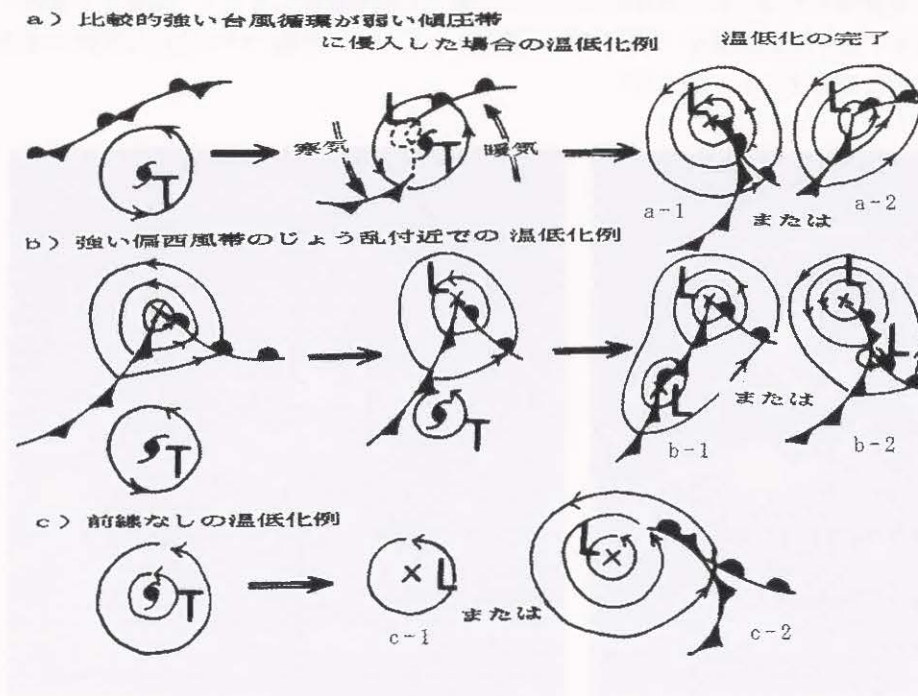
(台風)が中緯度(季節的に亜熱帯を含む)において衰弱もしくは傾圧帯付近で温帯低気圧に遷移し、上空の暖気核が消滅した時点をも温低化の完了とする」としている。具体的には、①地上前線が台風循環の中心まで到達したか、もしくは衛星解析等の他のデータでそれが確認された場合、②暖気核の消滅が衛星データ、高層データ等で確認可能となった場合としている。

台風の温低化の過程は、台風の勢力と周辺条件によって、モデル図(図 1-3-1)に示すように3種類に分類されている。

a) 台風が強い勢力を維持しながら傾圧性の弱い偏西風帯へ侵入した場合で、下層において前線を台風循環の中心まで引き込むか、前線上に発生した低気圧に見かけ上循環の中心が移り温低化が完了する。

b) 温帯低気圧の暖域に台風循環が侵入し、上層暖気核が消滅するとともに、低気圧に吸収・併合され、温低化が完了する。

c) 傾圧性が弱い寒気場もしくはそれに相当する周辺環境へ台風循環が侵入し上層暖気核がすぐに消滅、台風の特性を失って温低化が完了する。



- a) 図は、台風循環が強い場合
- b) 図は、台風循環が弱く、低気圧に併合
- c) 図は、傾圧性の弱い所であつ海面水温が低いところでの温低化

図 1-3-1 温低化過程のモデル図 気象庁(1990):予報作業指針 台風予報 から転載し加筆

*小池仁治、安東義彦

さらに予報作業指針では、衛星画像をもとにした台風の温低化完了を、a)タイプの場合は、台風の中心付近の暖気核消滅を、循環中心付近の背の高い組織的な対流雲域の消滅、または、その対流雲域が循環中心の北東側や北側にずれることで、また、乾燥した相対的に冷たい寒気が中心付近まで侵入したことを、背の低い層積雲や細かな積雲列の雲域の侵入によって把握し判定するとしている。b)タイプの場合は、CDO が前線付近で消滅し、その下層循環中心に前線系が侵入したとき、c)タイプの場合は、循環中心付近の渦状の積雲列が層状、層積雲化(Sc化)し、稠密さを失ったときとするなどとしている。a)とb)は衛星画像で雲域の変化を追跡、監視することにより比較的容易にその変質を把握できる。しかし、c)はその変質が初期には雲域の外観に現れないので把握が困難である。

(2)衛星画像による調査

予報作業指針でも述べられているように、衛星画像等の解析により台風の温低化が判断できる場合がある。この技術について気象衛星センターではこれまでに数多くの実務経験の中から調査が重ねられ、その成果は、気象衛星センター技術報告等に報告されるとともに、「台風の温低化ハンドブック」などとして現業解析に取り入れられている。

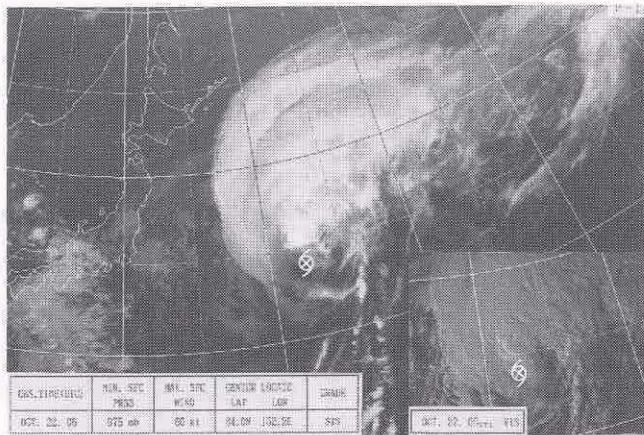
台風が温低化する過程においては、複雑な雲パターンの変化が見られ、中心決定にも苦勞することがしばしばある。明石ほか(1986)は、背の高い対流雲による雲渦と下層雲の雲渦が共存する事例について紹介している。この現象は、台風が温帯低気圧に変わる12~36時間前から始まり、持続した。背の高い対流雲による雲渦は常に下層雲渦の東方又は進行方向右側に位置し、二つの雲渦の間隔は次第に増大して200kmに達した。下層雲渦は必ずしも明瞭ではないが、地上気圧の中心とほぼ一致することなどを報告している。

気象衛星センター(1996)では、最盛期から温低化に向かう1995年台風第12号の事例について、GMS-5(1995年6月運用開始)から利用できるようになった水蒸気画像の特徴を含めて解説をしている。水蒸気画像及び赤外画像により、上層トラフと寒気の南下を把握し、台風の南象限で、その後寒冷前線になる対流雲列を確認するなど、温低化過程の判定法を紹介している。

気象衛星センターでは、予報作業指針の定義を基に、台風の温低化を判断する基準資料として、事例画像と共にその構造を解析したイラスト及び解説を作成して使用している。その事例の中からa)、b)、c)各タイプの代表的なものを一例ずつ図1-3-2から図1-3-4に示す。

また、鈴木(2000)は台風の温低化における衛星画像の特徴を調べ、従来言われてきた中心付近での背の高い対流雲の消失や雲域の非対象化のほか、中心から南に伸びる対流雲列の形成と、新たに水蒸気画像に着目して、その暗域の中心付近への侵入があることが特徴的であることを示した。

表1-3-1は、これらの調査結果やこれまでの実務経験に基づき、台風が温低化する時の画像上に見られる雲・水蒸気パターンの着目点とその特徴をまとめたものである。



イラスト説明

- 台風の雲システム(台風に伴う雲域で中心を内包する連続した比較的厚い雲域)
- Cb クラスタ
- 台風の中心
- L (温低化時の中心)
- 対流雲列
- 雲域の境界

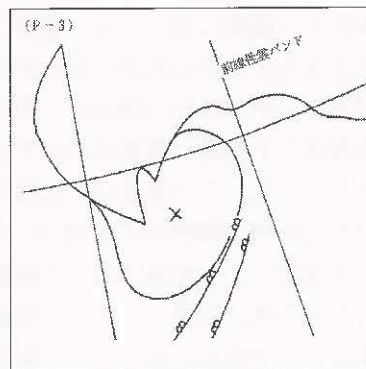
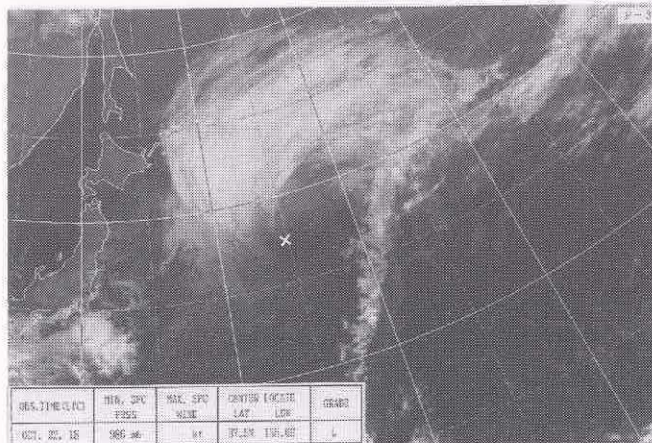
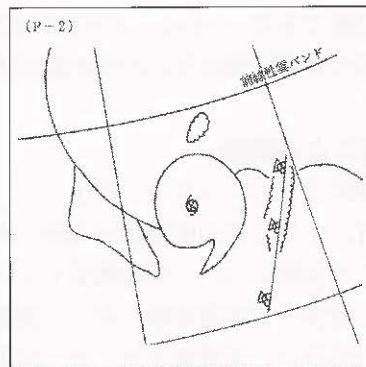
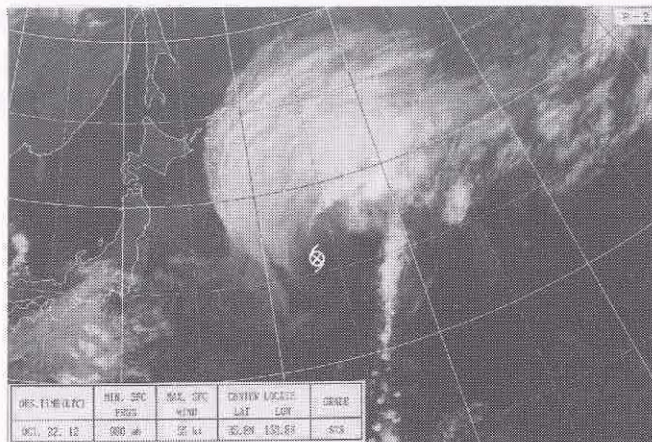


図1-3-2 温低化 a)タイプ

上段(P-1)：台風の雲域は、40N付近の幅の広い前線性雲バンドとほとんど併合している。

Cb クラスタは、北側に分離し始めており、下層雲渦はSc化(下層の寒気流入を示す)が始まっている。
温低化完了直前と判断できる。

中段(P-2)：中心部にCb クラスタはなく、下層雲渦はScで構成されている。

この時点で温低化完了の基準を満たしたと判断できる。

下段(P-3)：雲分布の特徴は中段(P-2)と変わらない。

弱い傾圧帯の中に強い台風が侵入した例で温低化完了タイプはa-2(図1-3-1)と判断できる。

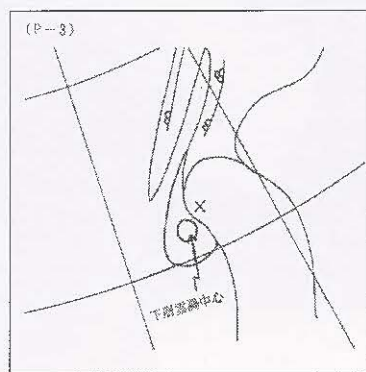
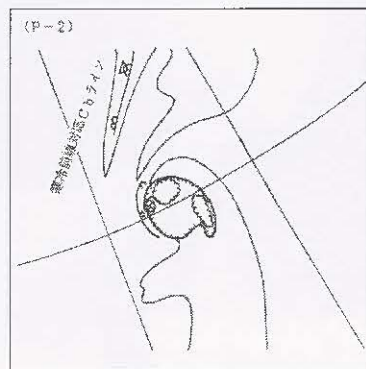
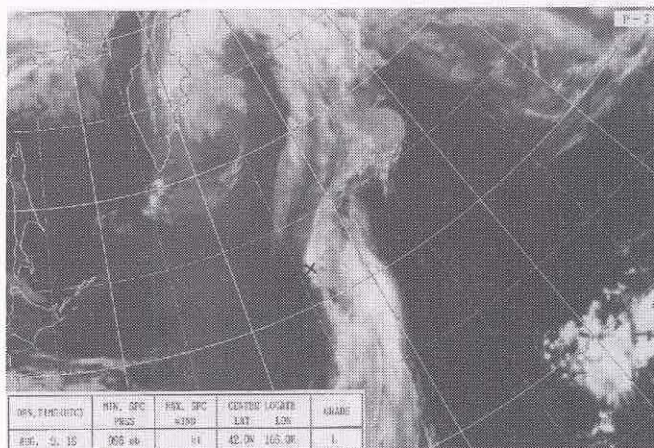
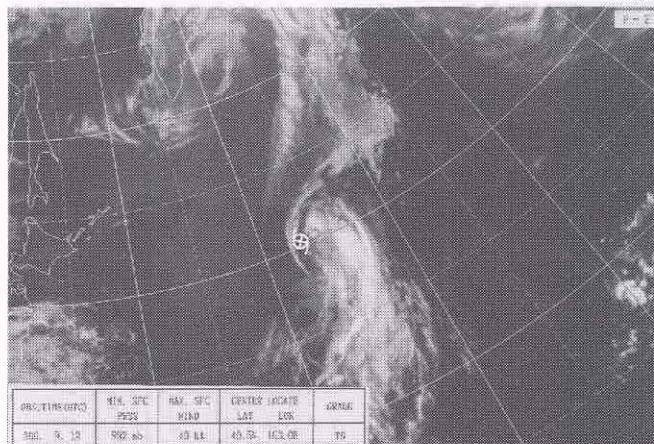
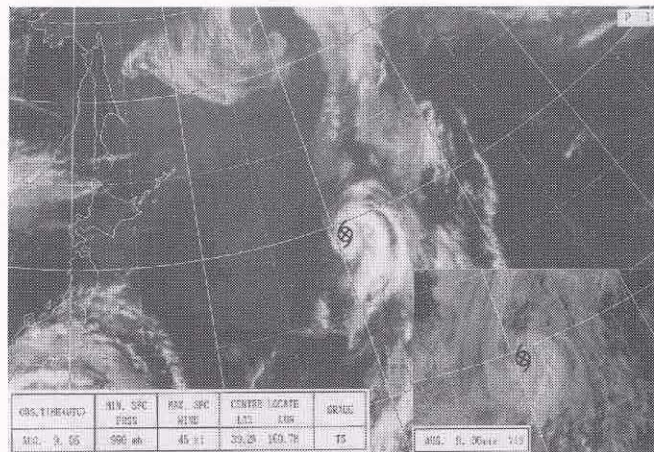


図1-3-3 温低化 b)タイプ

上段(P-1)：台風は 40N付近まで北上し、雲システム全体としてかなり弱まっているが、中心を取り巻くバンド状の Cb 域はまだしっかりしている。

寒冷前線は台風北側の Cb ラインに対応しており、台風の西側には、寒気を示唆する Sc が広がっている。

中段(P-2)：台風の雲システムは衰弱したが中心付近に Cb クラスターが点在し Ci の吹き出しもある。

下段(P-3)：雲画像からの中心位置は、ベストトラックよりやや南西側の Sc 化した下層雲渦の中心に推定でき、その東側半分は上層雲なので、温低化完了の基準を満たしていると判断できる。

温低化完了タイプは b-1 (図 1-3-1) と判断できる。

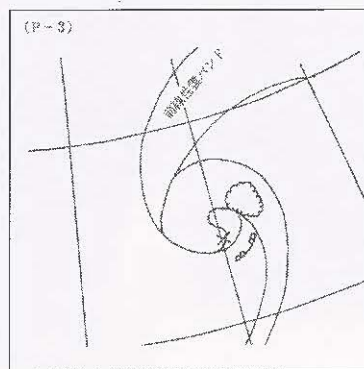
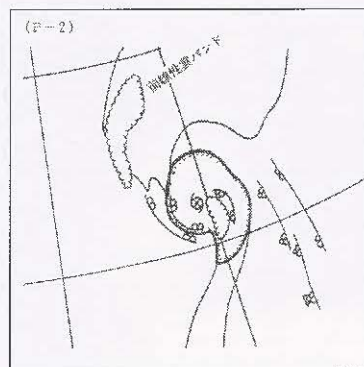
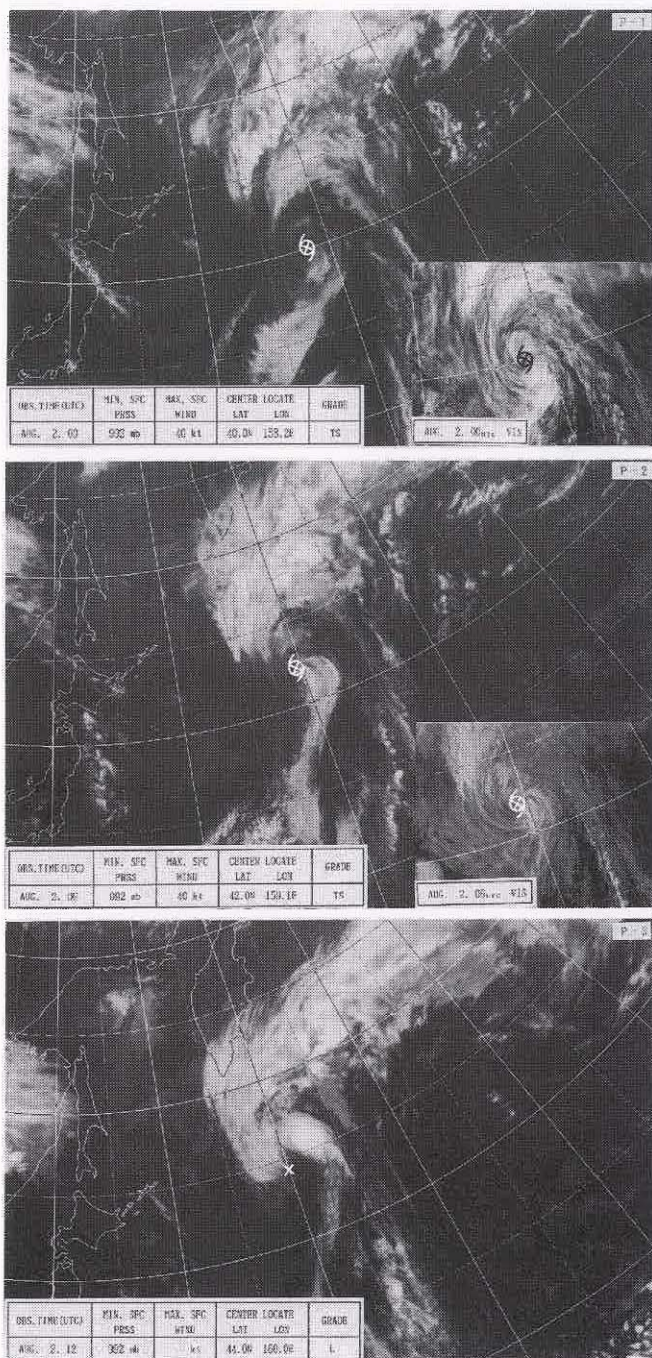


図 1-3-4 温低化 c)タイプ

上段(P-1)：前日から追跡すると、台風は 35N を越える頃から中心付近の Cb クラスターが急速に衰えたが、まだ対流雲の渦が明瞭である。

中段(P-2)：台風はすでに 40N を越えているが、台風の循環を示唆する下層雲渦は、対流雲で構成されており、まだしっかりしている。しかし、中心西側で Sc 化が進行している。

下段(P-3)：台風の雲域は、北側の前線性雲バンドに到達したがまだ併合していない。

しかし、Sc 域が中心の東側まで侵入し、温低化完了の基準を満たしていると判断できる。

温低化完了タイプは c-2 (図 1-3-1) と判断できる。

表 1-3-1 台風の温低化の判断に関する雲・水蒸気パターンの特徴

| 時 期 | 着 目 事 項 | [利用資料の注意] | 温 低 化 (進 行) の 兆 候 |
|--------------------------------|---------------------------------------|-----------------|----------------------------------|
| 温低化期*1 | ・台風の雲域の形 | | 楕円形・不定形になる |
| | ・CSC を中心とする雲域の対称性 | | 非対称化進む |
| | ・雲域の層（下層から上層まで）の厚さの様子 | | 上・中層雲が減少する |
| | ・雲頂高度(雲頂温度) | [カラー-EIR 画像で見る] | 低くなる(温度上昇) |
| | ・CDO の様子 | | 無くなる |
| | ・CSC 付近の背の高い組織的な対流雲(Cb)域 | | 減少・消滅する |
| | ・上層雲(Ci)の高気圧性吹き出し | | 非対称に北偏する |
| | ・下層雲域(下層循環中心)と上・中層雲域や背の高い組織的な対流雲域とのズレ | | 生じる・拡大する(対流雲域が下層循環中心の北東側や北側にズレる) |
| | +台風及び周辺の下層雲域 | | 寒気流入を示す |
| | +台風の周囲の水蒸気画像暗域 | [水蒸気画像動画で見る] | 西側や南側から接近・侵入を始める |
| +前線性雲バンドとの位置関係 | | 接近する | |
| 温低化の完了*2 | ・前線性雲バンドとの位置関係 | | 接近又は侵入した |
| | ・上層暖気核の存在を示す CSC 付近の背の高い組織的な対流雲域 | | CSC 付近から分離又は消滅した |
| | ・CSC 付近の下層循環中心(下層雲渦)の様子 | | 層状・層積雲(Sc)化又は消滅した |
| | ・雲域内への寒気流入を示す下層雲列又は下層雲域 | | CSC 付近まで侵入した |
| | ・水蒸気画像の暗域の様子 | [水蒸気画像動画で見る] | CSC 付近まで侵入した |
| ・前線系の形成を示す CSC 付近から南へ伸びる対流雲バンド | | 雲バンドが形成された | |

*1：当てはまる項目がいくつかある場合、特に+項目がある場合は、その台風は温低化しつつある。

*2：温低化のパターンによってはすべてが当てはまるとは限らない。

(3) 台風の温低化の事例

以下に台風の温低化過程の事例について、その赤外・可視・水蒸気画像に見られる特徴と解析上の注意点を述べる。

まず、2002年7月11日12UTCから12日00UTCにかけての台風第6号及びそれから変わった温帯低気圧の事例を紹介する。台風第6号は、前々日10日、四国・紀伊半島南海上にあったとき、その北側の梅雨前線近傍、東海地方から関東地方に大雨を降らせた。この台風は11日には関東地方南東部、房総半島に上陸、横断して、三陸沖を北上し、同日夜には北海道地方東部(釧路市付近)に再上陸、夜半過ぎオホーツク海へ進んで18UTCに温低化した。

11日12UTCの赤外画像(図1-3-5)には、北海道東部釧路市付近のCb域と、そこへ向かって巻き

込むように見える大きな渦巻き状の雲バンドがある。この小さなCb域は台風の中心付近にあたり、まだかろうじて中心の暖気核が存続していることを示している。また、この時の水蒸気画像(図1-3-6)を見ると、日本海から本州上とその東海上まで、東進拡大してきた暗域が顕著で、その先端は台風の東側に回り込んでいる。これは大陸から日本海を越えて東日本へ乾燥した寒気が流入していることを示している。台風の中心付近の暖気核を示す小さなCb域は18UTC頃まで持続したがその後消滅した。図1-3-7に示した11日12UTCと12日00UTCの300hPa及び500hPa天気図では、11日12UTCには北海道付近の300、500hPaともまだ明瞭な上層暖気核があったが、12日00UTCには500hPaでは不明瞭になっていることがわかる。これらの衛星画像や高層気象資料から見て、この時

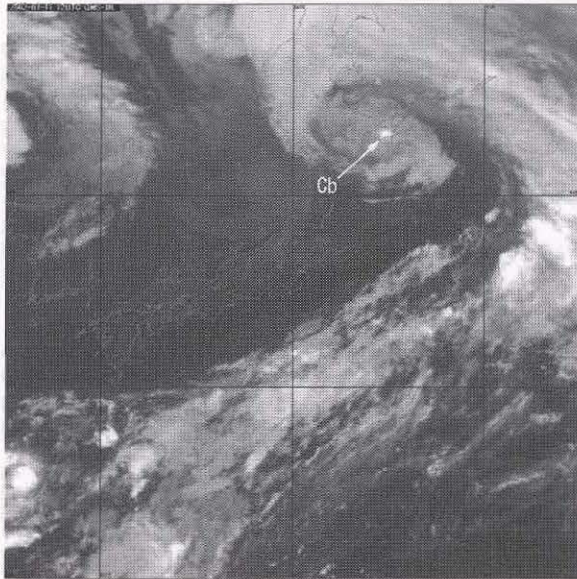


図1-3-5 温低化過程にある台風第6号
2002年7月11日12UTC(赤外画像)



図1-3-6 温低化過程にある台風第6号
2002年7月11日12UTC(水蒸気画像)

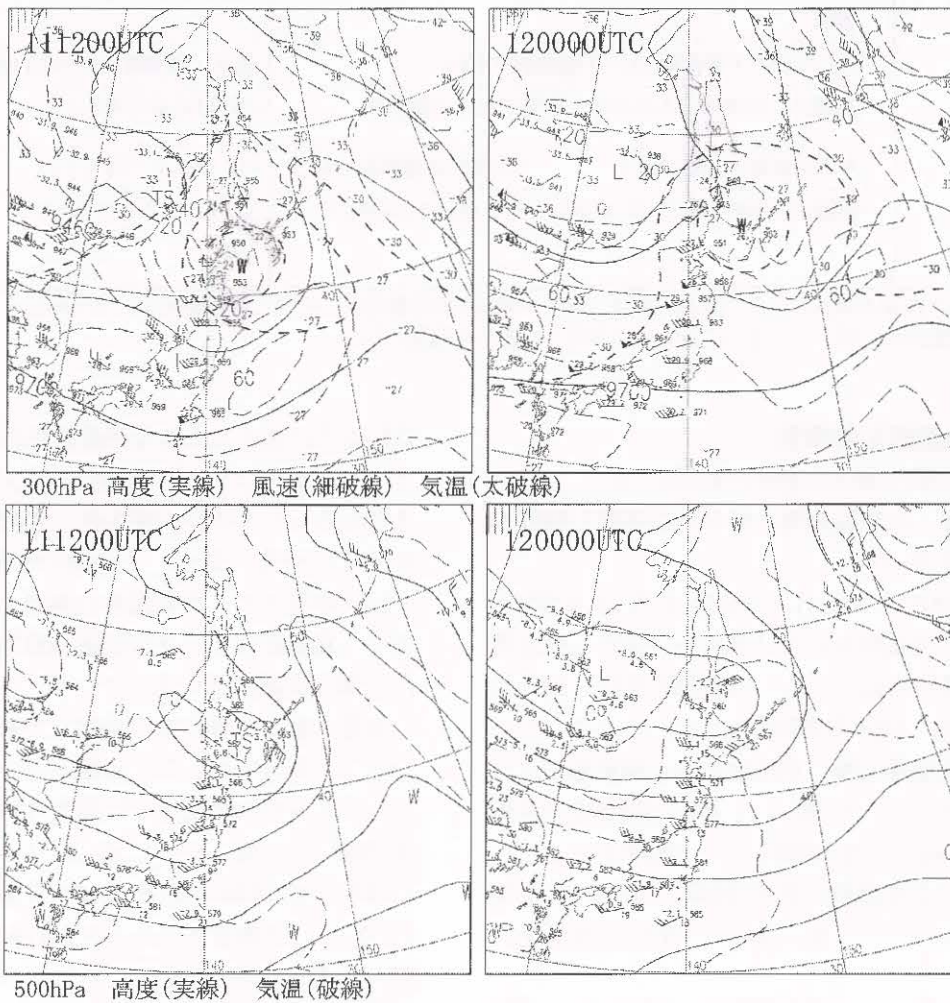


図1-3-7 2002年7月11日12UTC(左)と12日00UTC(右)の300hPa(上)及び500hPa(下)天気図

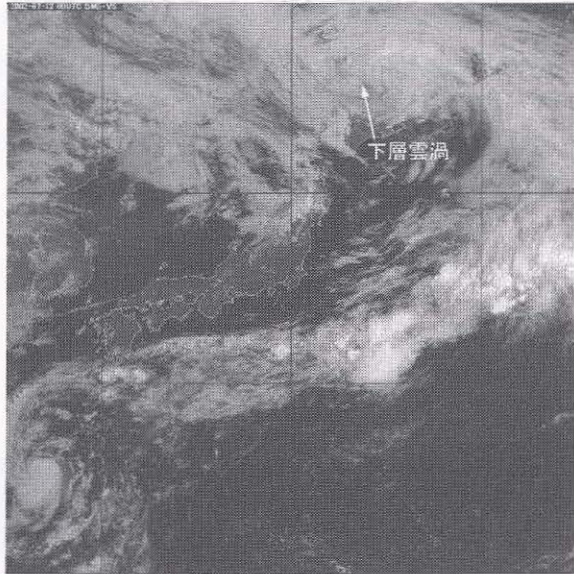


図 1-3-8 台風第 6 号から変わった温帯低気圧
2002 年 7 月 12 日 00UTC(可視画像)

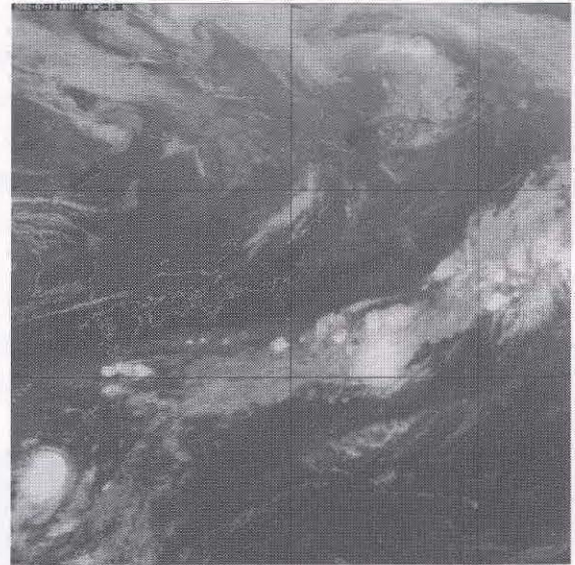


図 1-3-9 台風第 6 号から変わった温帯低気圧
2002 年 7 月 12 日 00UTC(赤外画像)

の台風の雲パターン及び周囲の環境は、台風が温低化過程に向かっていたことを示している。00UTC の可視画像(図 1-3-8)によるとサハリン南端付近のオホーツク海(45.5N143.5E 付近)にかなり明瞭な下層雲渦が見られる。しかし、同時刻の赤外面像(図 1-3-9)でこの雲渦中心の位置を決めるのは困難である。また、この時の水蒸気画像(図 1-3-10)の動画を観察すると、この低気圧中心のすぐ西側に新たな暗域が、台風を中心に回り込んでいる暗域とは別に、西から接近して来ているのが見られた。これは温帯低気圧としての構造がより明瞭になってきていると言える。この事例は、温低化過程のモデル図(図 1-3-1)によると a) に該当すると考えられる。

次に、温低化過程にある台風のもう一つの事例として、2002 年 10 月 2 日 00UTC の台風第 21 号を紹介する。ここでは、台風としての性質の変化を、画像上に見られる雲・水蒸気パターンの特徴として注目する。なお、この台風については、温低化過程によく見られる上・下層の風のシヤーによる雲域の分離のため、中心決定が困難となる事例として、第 3 章 3.3 でも取り上げる。

この台風は、前日 1 日夜関東地方に上陸、速い速度で北上し、東北地方から北海道地方へ進んだ。まず、図 1-3-11 の可視画像では、台風の雲域から日本の東海上に伸びる顕著な対流雲バンドが見ら



図 1-3-10 台風第 6 号から変わった温帯低気圧
2002 年 7 月 12 日 00UTC(水蒸気画像)

れ、これはこの後、台風の温低化に伴って寒冷前線として解析されるようになる。また、北海道の西海上にはあまり明瞭ではないが、下層雲渦が見られこれが CSC である。図 1-3-12 の赤外面像では、オホーツク海南部から千島付近に雲頂の高い雲域があり、雲渦も見られるがこれは CSC ではない(これは動画でも確認される)。CSC の南側、北海道では雲頂高度も低く、Sc 化している。また、

図 1-3-13 の水蒸気画像を見ると北海道南部から本州沿いに、四国・九州までの暗域とその南東端のバウンダリーが顕著である。これは大陸から日本海を越えて日本列島へ乾燥した寒気が流入していることを示しており、すでに CSC 付近まで乾燥域が侵入している。これらの衛星画像の特徴から見て、台風が温低化をほぼ完了したといえる。00UTC の地上天気図では下層雲渦付近が台風中心と解析され(図 1-3-14 参照)、03UTC には温帯低気圧となった。この事例も温低化過程のモデル図(図

1-3-1)の a) に該当すると考えられる。なお、2002 年の台風の衰弱について調べたところ、26 個の台風のうち熱帯低気圧になったものが 14 個、温低化したものが 12 個であった。また、温低化した 12 個すべてがモデル図の a) に該当するものであった。

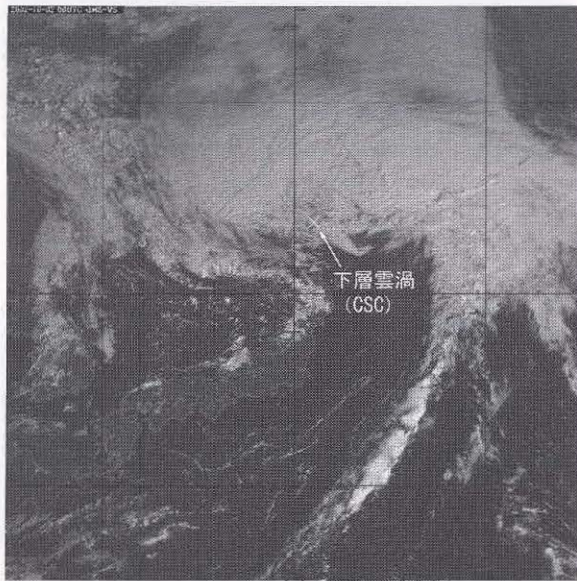


図 1-3-11 温低化過程にある台風第 21 号
2002 年 10 月 2 日 00UTC (可視画像)

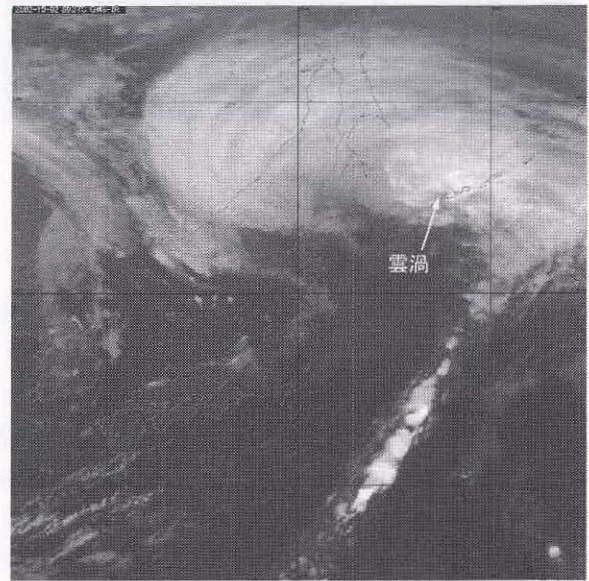


図 1-3-12 温低化過程にある台風第 21 号
2002 年 10 月 2 日 00UTC (赤外画像)



図 1-3-13 温低化過程にある台風第 21 号
2002 年 10 月 2 日 00UTC (水蒸気画像)
×印は CSC の位置

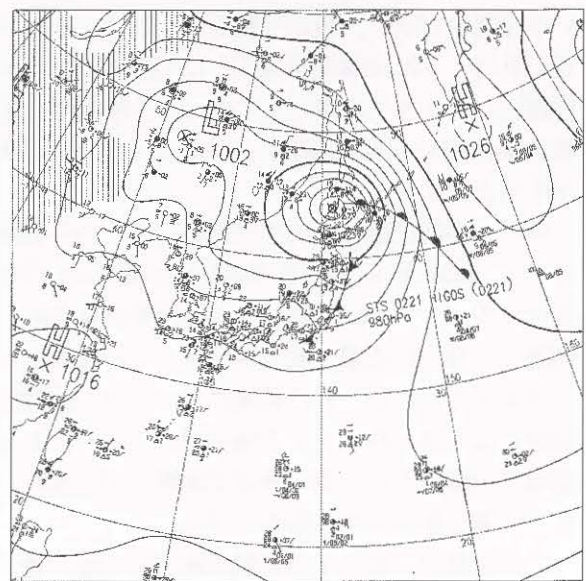


図 1-3-14 2002 年 10 月 2 日 00UTC 地上天気図

赤道をまたぐ双子台風

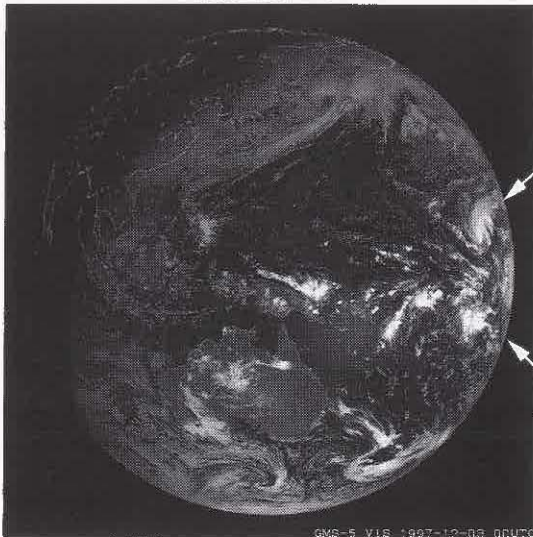
太平洋中央部では年に2～3個の双子の熱帯低気圧(ツインサイクロン)が発生する。これらは赤道を挟んでほとんど同じ緯度にあり、両者が2～3年に一度STS(Severe Tropical Storm)まで発達する。これらの間の赤道域が西風バーストと呼ばれる強い西風となり、これが海洋表層の暖水を太平洋東部に吹き寄せエルニーニョ現象のきっかけになることもある(Keen, 1982、Ramage, 1986)。図C-2-1は1997年12月3日00UTCの可視画像である。画像の右端(170W付近)に赤道を挟んで熱帯低気圧のペアが見られる(白矢印)。北側の熱帯低気圧の名前はPaka、南側はPamという。この時は今世紀最大級のエルニーニョ現象(1997～1998年)の真っ最中であり、このツインサイクロンがエルニーニョ発生トリガーになったとは言えないが、エルニーニョ現象を強めたのかもしれない。ちなみにPakaはスーパー台風(super typhoon: 1分間平均の最大風速が130kt以上の熱帯低気圧。JTWC*1が北西太平洋のみで使用)に発達し、グアム島を直撃した。

逆にインド洋西部では2002年の春に西風バーストが観測され、ツインサイクロンが発生した。さらにこれらに伴う強い西風と活発な対流活動の位相が東に伝播し、インド洋東部でまたツインサイクロンが発生した。図C-2-2は後者の2002年5月9日06UTCの可視画像である。北側の熱帯低気圧は02B、南側はErrolという名前である(白矢印)。この位相の伝播はマダン・ジュリアン振動(MJO)と呼ばれ、赤道を一周する1～2ヶ月の季節内振動*2である。MJOは太平洋の台風やエルニーニョ現象の発生に関わっており、この時のMJOは続いて発生したスーパー台風ハギビスとハリケーンAlmaの発生に寄与した(英国気象庁HP)。

(菊池 明弘)

*1 JTWC: Joint Typhoon Warning Center

*2 季節内振動: 10～90日程度の周期で振動する気象現象



図C-2-1 1997年12月3日00UTCの可視画像



図C-2-2 2002年5月9日06UTCの可視画像

1.4 亜熱帯低気圧*

亜熱帯域では、熱帯低気圧や温帯低気圧とは、発生・発達機構や構造・性質が明らかに異なる擾乱が存在することがある。この擾乱を亜熱帯低気圧として熱帯低気圧や温帯低気圧と区別分類しようという試みが進められている。しかし、亜熱帯低気圧の発達機構や性質等は十分にわかっていない。

(1) 構造の特徴

北西太平洋の亜熱帯域で発生、発達した低気圧で、その特徴が通常の台風とは明らかに異なる擾乱が存在する。しかし、その調査は十分行われておらず、日本では明確な区別や分類は行われていない。WMO では亜熱帯地域で発生する純粋に温帯的でも熱帯的でもない低気圧を亜熱帯低気圧として分類している。

藤田ほか(1995)は、擾乱の発生または発達地域が亜熱帯域で、中心付近に活発なCbを伴わない擾乱を亜熱帯低気圧ではないかとして、調査を行なった。その特徴として、擾乱中心の相対的な寒気核の存在と、最大風速域が低気圧の中心からかなり離れたところに存在することを述べている。また、雲パターンの分類も試みている。

永沢(1995)は、北東太平洋で多く発生し、コナ・ストーム(ハワイ付近に強い雷雨をもたらす低気圧)に代表される亜熱帯低気圧を紹介している。この擾乱は、偏西風帯の蛇行が大きくなり低緯度の対流圏中・上部に切離低気圧ができると、やがてこの近傍に地上低気圧として発生、発達する。その特徴は、発生時に中心部ほど低温であったものが、発達するにつれて中心部が暖まり、熱帯低気圧の性質を伴ってくることと、風速の極大域が中心から数100km離れたところにあること等である。

藤田ほかは、亜熱帯低気圧の紹介の中で、北西大西洋で発生する亜熱帯低気圧の調査を紹介しており、この調査では、擾乱の中心部に寒気コアを伴うことが特徴であることを述べている。また、Erickson(1967)が、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をその両方の性質から混成低気圧として報告していることを紹介している。

Hart(2003)は、亜熱帯低気圧が温帯低気圧と熱帯低気圧の中間的な性質をもっているとして、低気圧の性質を、対流圏上下層の温度風、及び前線性(層厚の非対称性)により分類している。その中で、中間的な性質を持つ低気圧について、対流圏下層で暖気核が存在し、前線性が大きい(層厚が非対称)擾乱をHybrid cyclone、また、対流圏下層において暖気核、対流圏上層で寒気核が存在する擾乱を亜熱帯低気圧(Subtropical cyclone)と位置づけ、分類している。

以下、日本付近で発生した亜熱帯低気圧と思われる擾乱を紹介する。

(2) 亜熱帯地域で発達した擾乱

(a) 事例概要(台風第19号:2002年9月18日~23日)

9月18日12UTCにグアム島の北海上で発生した熱帯低気圧は、ゆっくり北西進し日本の南海上に達した頃からやや発達した。22日00UTCには台風第19号となったが、あまり発達せず23日00UTCには温帯低気圧となった。この台風は通常の台風と異なり、中心の北側にはCb域はあるものの中心付近に発達したCbは伴っていなかった。

(b) 雲域の特徴と経過

図1-4-1(左)は2002年9月21日00UTCの可視画像である。日本の南には熱帯低気圧が見られる。雲域を見ると中心付近には発達したCb域は見られず、中心の北側でCbが散在している。低気圧中心の東側には下層渦(A)も見られる。図1-4-1(右)は同時刻の赤外画像である。この画像を見ても中心の北から北東側にいくつかCb(B)が見られるが組織的なCbは見られない。また、中心付近の雲域は輝度が低く、下層雲であることがわかる。図1-4-2は台風となった9月22日00UTCの可視と赤外画像である。24時間前の画像と比較してみると、中心の北西側でやや発達したCb域(C)があるが、やはり中心付近にはCb域は見られない。擾乱の中心からCb域までは約2度程度離れている。しかし、下層雲の巻き込み(D)はやや明瞭となり低気圧性循環がやや強まっていることを示している。

藤田ほかは、通常の台風は雲の特徴として中心

*多田美樹雄

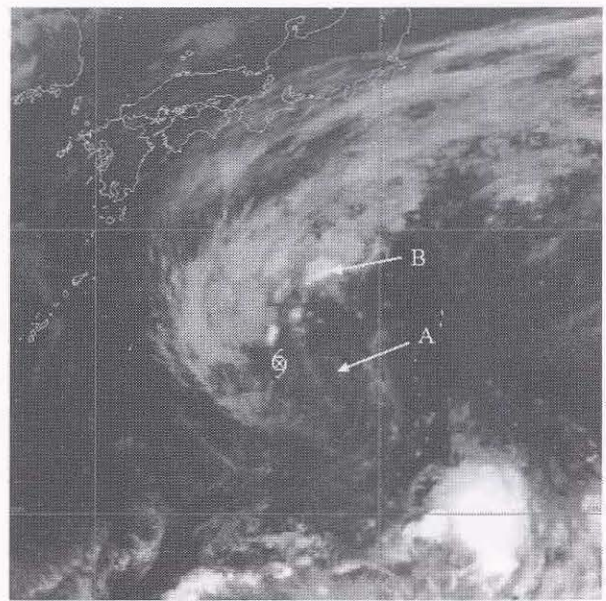
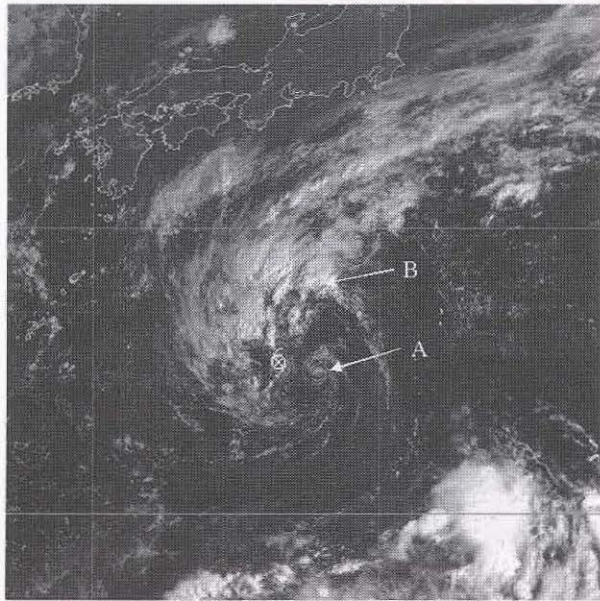


図 1-4-1 2002 年 9 月 21 日 00UTC 可視(左)、赤外(右)画像 (中心位置⑥はベストトラック)

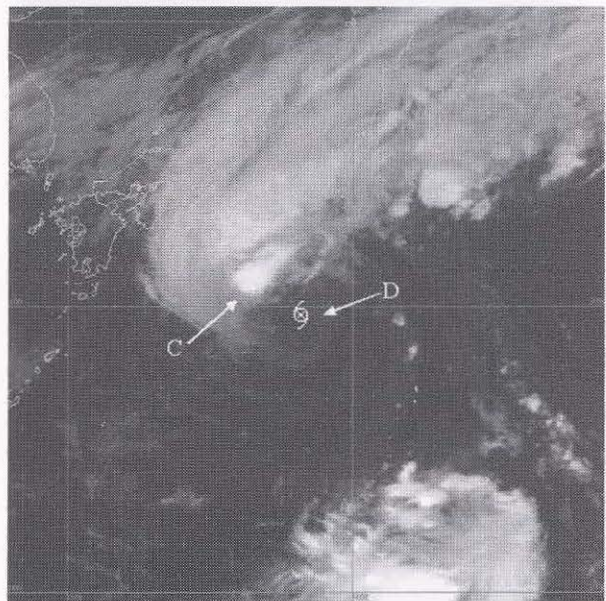
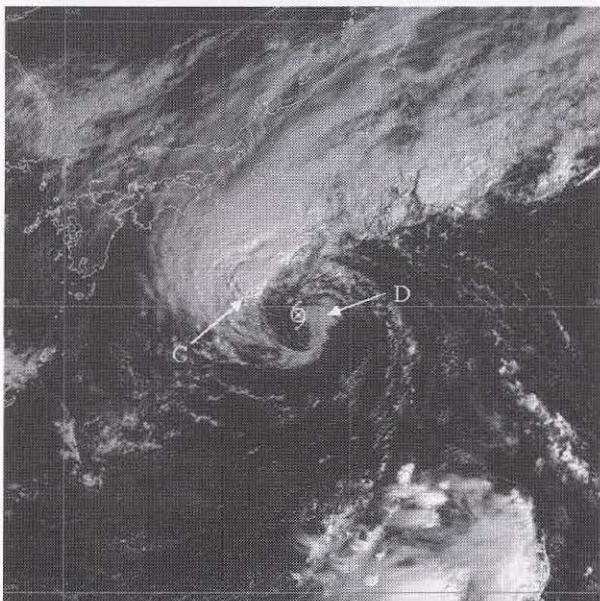


図 1-4-2 2002 年 9 月 22 日 00UTC 可視(左)、赤外(右)画像 (中心位置⑥はベストトラック)

から Cb 域が離れたとしても 1 度程度でありその方向は東から南にかけてであるが、Hebert and Poteato(1975)が示した亜熱帯低気圧の雲の特徴として、中心の北から東にかけて Cb があり、その距離は 2 度程度離れていることを紹介している。藤田ほかの事例調査でもこの特徴と一致することが示されており、ここで示す事例もその特徴とほぼ一致している。

亜熱帯低気圧の特徴として、擾乱の中心部に相対的な寒気核の存在が報告されているが、北島ほか(2003)は 22 日 09UTC から 12UTC にかけて 200km

程度まで接近した八丈島の高層観測及び軌道衛星 NOAA のマイクロ波探査計のデータにより、下層及び上層は暖気核をもつ擾乱の特徴を示していたことを述べている。

この熱帯低気圧の発達期の水蒸気画像と赤外画像を図 1-4-3 に示す。2002 年 9 月 19 日 12UTC から 20 日 12UTC にかけて熱帯低気圧はゆっくりと西北西に進みながら発達している。19 日 12UTC の赤外画像(上段左)を見ると、低気圧は小笠原諸島の南南東にある。雲域を見ると、中心付近の北東側に Cb 域があるが雲システムの巻き込みは明瞭で

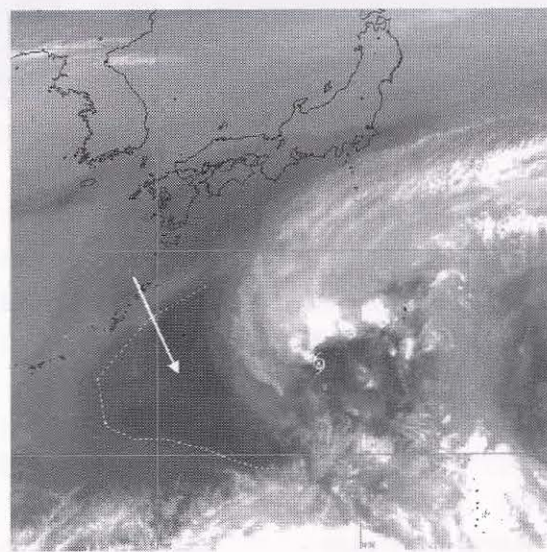
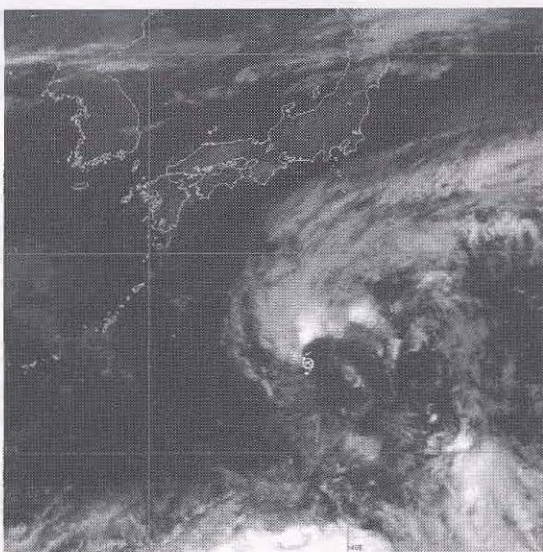
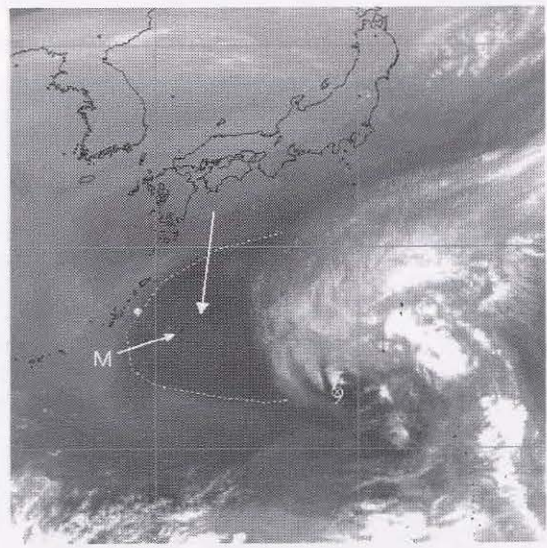
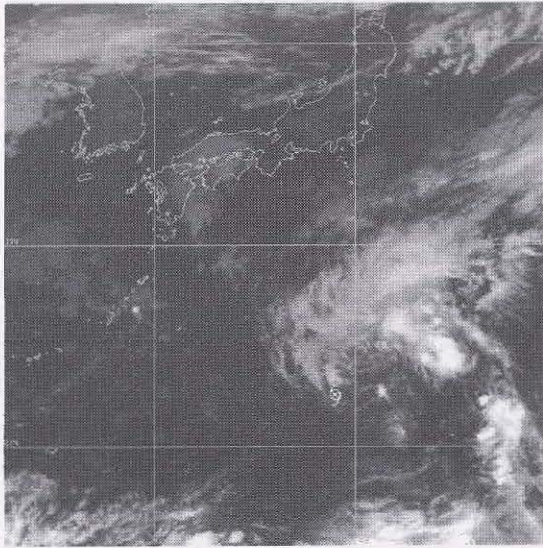
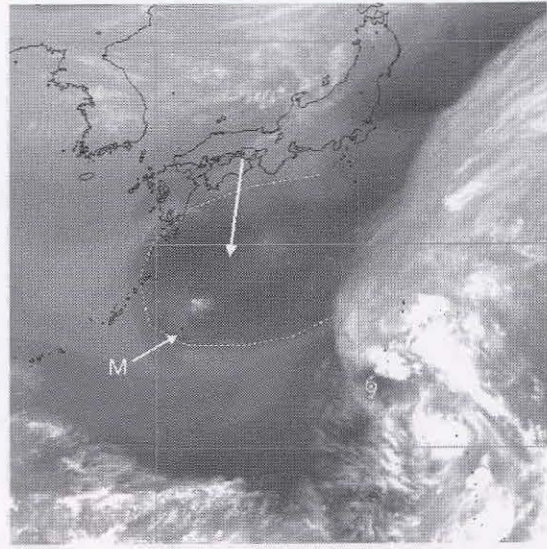
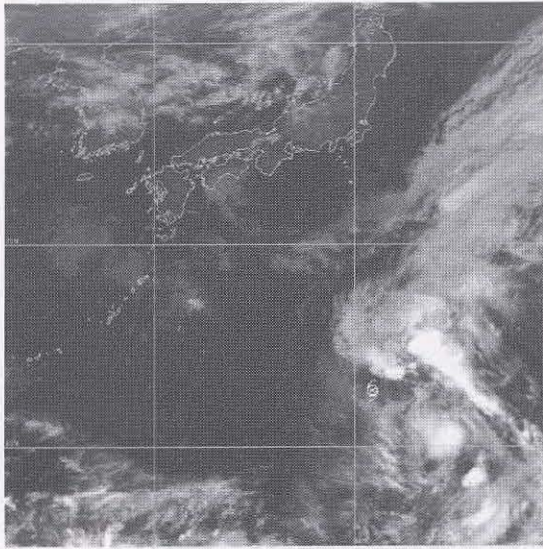


図 1-4-3 発達期の熱帯低気圧の様子 赤外(左)、水蒸気(右)画像

上段：2002年9月19日12UTC 中段：20日00UTC 下段：20日12UTC

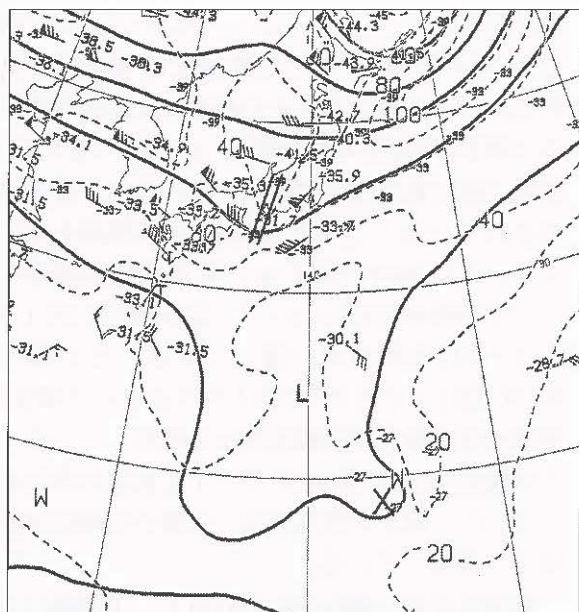


図1-4-4 300hPaの天気図(9月19日00UTC)

×は擾乱の中心(地上)を示す

//は上層トラフの位置

はない。同時刻の水蒸気画像(上段右)を見ると、低気圧の北西側に明瞭な暗域が存在するのがわかる(矢印で示す点線内)。300hPaの天気図(図1-4-4:19日00UTC)を見てみると、東海付近に明瞭なトラフが解析でき、19日12UTCでは関東の東海上に達している。日本の南の暗域は先に示したトラフと共に東南東進し、トラフが日本の東海上に抜けると、暗域は日本の南に取り残されるようにゆっくりと南に進んでいる。

20日00UTCの水蒸気画像(中段右)を見ると暗域

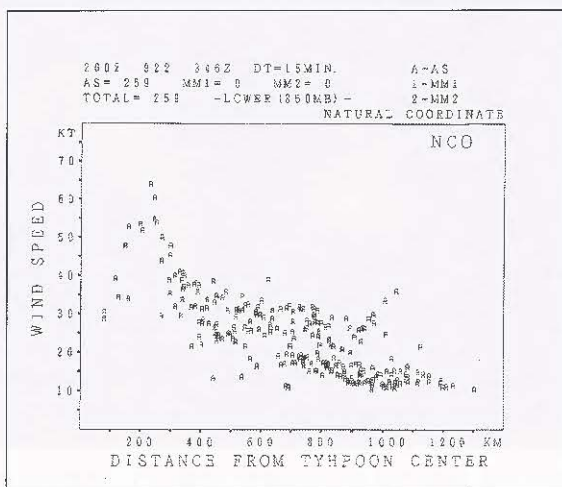
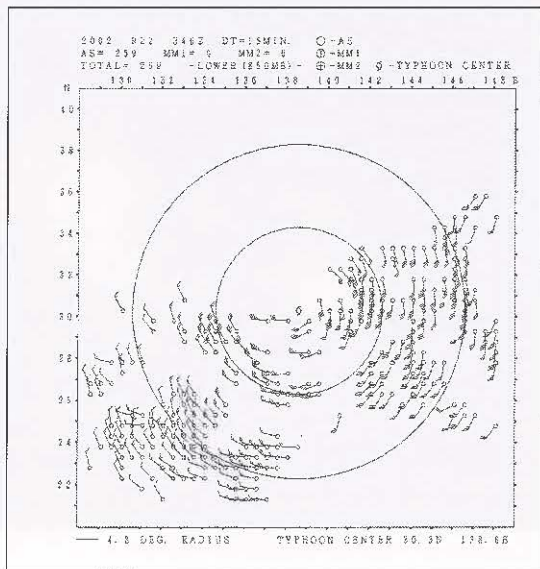


図1-4-5 衛星風分布図(2002年9月21日04UTC) 平面分布図(左)、動径方向の風速分布(右)

はゆっくりと南下しており、暗域は低気圧の西側まで達していることがわかる。赤外画像(中段左)を見ると低気圧の中心付近にはCb域はないものの、中心の北側の雲域が発達し雲システムの巻き込みも良くなっている様子がわかる。この暗域内にあたる南大東島(水蒸気画像の矢印M)の300hPaの気温を見ると、 -31.5°C (19日00UTC)から -33.3°C (20日00UTC)と下がっている。このことから南下した暗域が寒気を伴っていたことがわかる。20日12UTCの画像を見ると、水蒸気画像(下段右)では低気圧がゆっくり北西へ進み暗域は低気圧の西南西に達している。赤外画像(下段左)を見ると、雲システムの巻き込みがさらに良くなり、中心付近の北側にCb域も発生し発達していることがわかる。このように画像の経過からは、この熱帯低気圧が発達した要因のひとつとして北西側にあった寒気が影響しているように見える。

亜熱帯低気圧の特徴として、最大風速域が中心から離れたところに存在することを藤田ほか報告している。図1-4-5は21日04UTCの台風第19号の周辺における下層雲の移動から求めた衛星風の分布図である。これを見ると、中心から250km付近に最大風速域が存在していることがわかる。通常の台風(中心付近に発達した雲域がある台風)の最大風速域は、衛星風や飛行機観測によると、中心から100km以内に最大風速が存在している。

藤田ほかの調査では、亜熱帯低気圧の最大風速域が中心から400km以上離れているとの報告もあるが、今回の事例はそれよりもやや中心に近いが、通常の台風の場合よりかなり離れた所に最大風速域がある。

以上のことから、この擾乱が中心付近で活発なCb域を伴わなかったため、潜熱エネルギーのみで発達した擾乱ではなく、上層の気圧の谷や上層寒気が発達した要因のひとつと考えられる。しかし、この擾乱の構造は熱帯擾乱の特徴を持っていたことから、この低気圧は亜熱帯低気圧ではないかと推測されるが、その確定にはさらに調査が必要であろう。

(3) 偏西風帯の蛇行の深まりにより発生した擾乱

(a) 事例概要(関東の南東海上で発生した低気圧：2002年8月2日～5日)

2002年8月2日18UTCに関東の南東海上で発生した低気圧は、下層渦が明瞭で前線構造もなく熱帯擾乱の形状を呈して東進した。この低気圧は、偏西風帯の寒気を伴った上層トラフが深まり、形成された切離低気圧の直下に発生、発達した擾乱である。

(b) 雲域の特徴と経過

図1-4-6は2002年8月3日00UTCの可視と赤外画像である。関東の南海上に下層循環が明瞭な擾

乱が見られる(中心は×印)。中心の北東には明瞭なCbライン(A)や南では活発なCb域(B)が見られる。また、雲システムの直径は400km程度である。同時刻の地上天気図(図1-4-7右下)を見ると、関東の南に低気圧が解析されているが、前線は解析されていない。さらに500hPaの天気図を見ると、1日00UTC(図1-4-7左上)で偏西風帯のトラフが沿海州付近にあって、2日00UTC(図1-4-7右上)では本州付近に達している。その後3日00UTC(図1-4-7左下)ではトラフがさらに深まり、関東の南東海上で切離低気圧を形成している。この切離低気圧は500hPaで -7°C 前後の寒気を伴っていた。地上の低気圧は、上層の切離低気圧の直下で発生している。

低気圧が東へ進む(図1-4-8)と、下層渦(C)はさらに明瞭となった。Cb域(D)は中心の東側が主で中心付近にはほとんど見られない。最盛期(図1-4-9:5日00UTC 可視と赤外画像)では、Cuラインの入り込みもさらに明瞭となり(E)、中心付近に発達したCb域(F)があって、熱帯低気圧の雲システムに似ている。これは中心部ほど低温であった低気圧が、発達するにつれ中心部が暖まり、雲システムとしては小さいが熱帯低気圧の性質を帯びてきたことを示唆していると思われる。

この擾乱は、寒気を持った上層の谷が日本付近で深まり、カットオフされた状態で下層にも循環

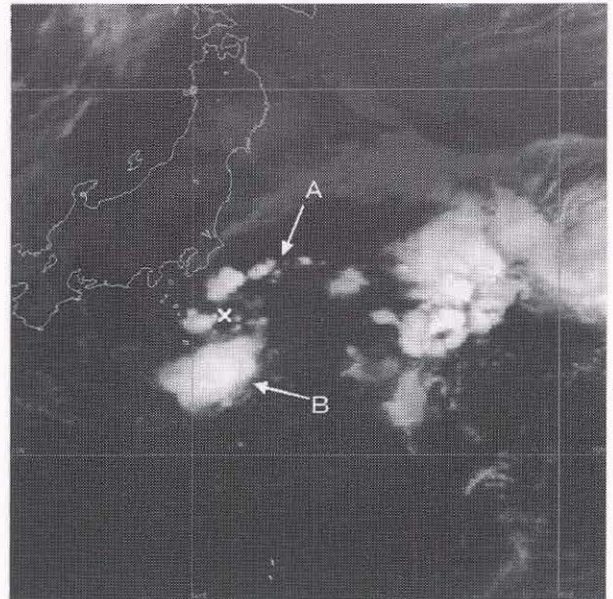
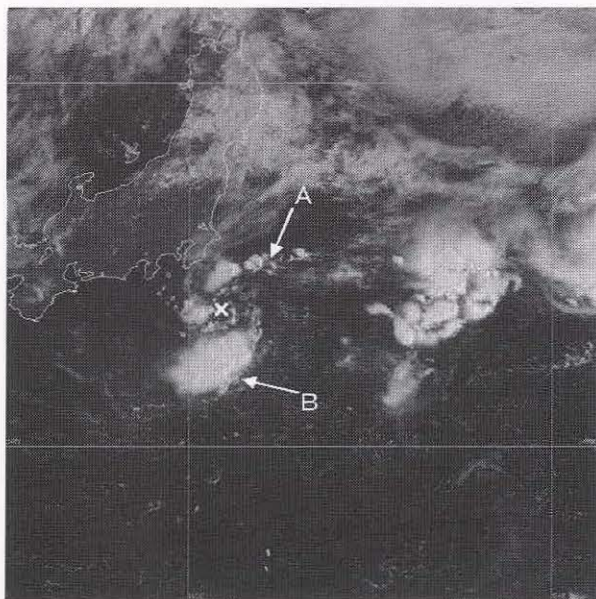


図1-4-6 2002年8月3日00UTC 可視(左)、赤外(右)画像

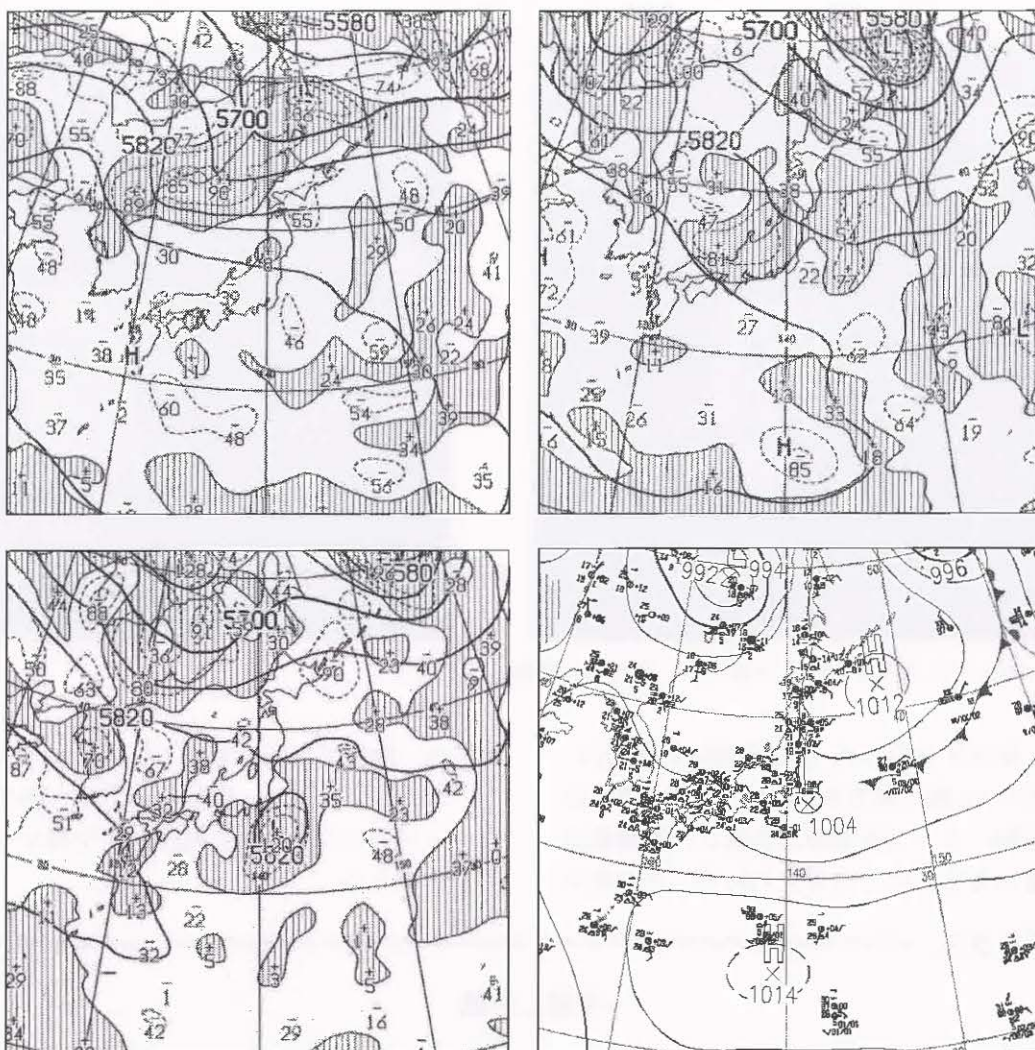


図 1-4-7 地上天気図(3日 00UTC 右下)と 500hPa の高度と渦度(1日 : 左上、2日 : 右上、3日 : 左下、時刻はすべて 00UTC)

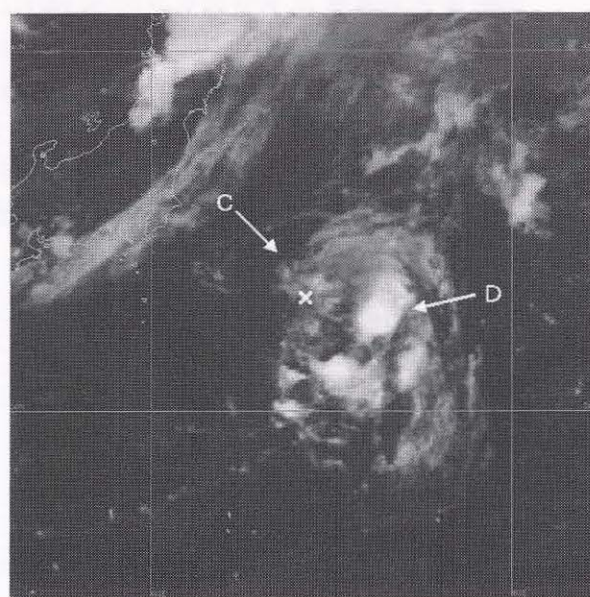
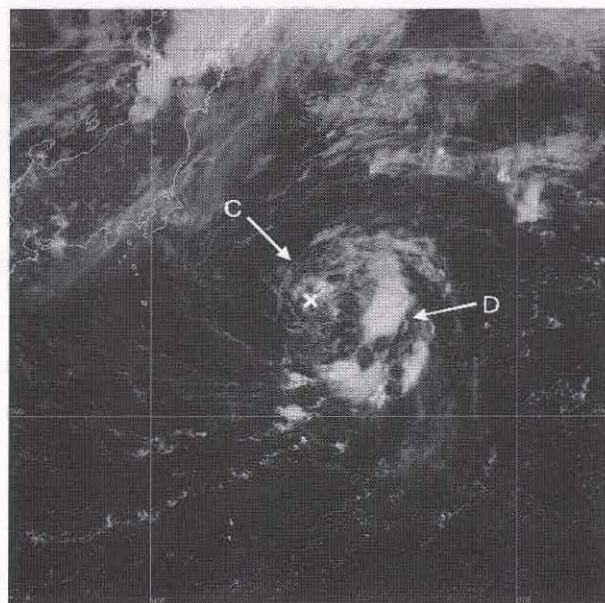


図 1-4-8 2002 年 8 月 4 日 00UTC 可視(左)、赤外(右)画像

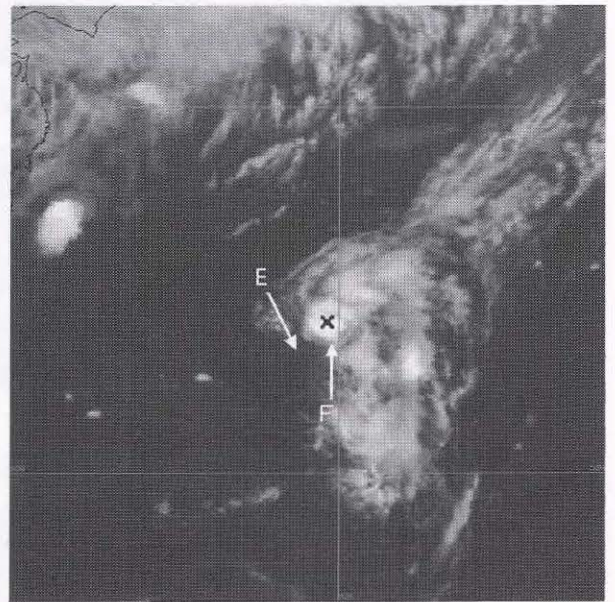
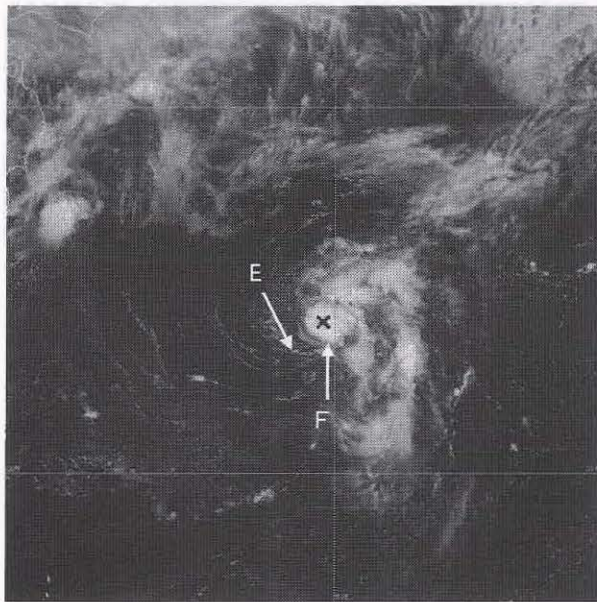


図 1-4-9 2002 年 8 月 5 日 00UTC 可視(左)、赤外(右)画像

が発生し低気圧となった。この低気圧の性質は、中心付近のCb域の発生発達から、擾乱の寒気核が対流活動によって暖気核に変質し、熱帯低気圧の性質に変化したとも考えられる。この低気

圧は、熱帯低気圧に変質した様子がコナ・ストームに似ているが、明瞭なUCLから発生するコナ・ストームとは発生過程がやや異なっているようである。

デミタス

年越し台風

気象衛星センターではすべての台風の発生から消滅までを見届ける。したがって、通年で台風及び台風になりそうな熱帯低気圧を監視している。

2000年の台風第23号は年末の12月30日に発生し、新年の1月5日に弱まって熱帯低気圧になった。このような年越し台風は時々ある。統計的に見ると月別の台風発生数のピークは表D-2のように8月にあり、谷は2月にある。2001年の台風第1号は5月11日に発生したが、2002年の台風第1号は1月12日に、2003年の台風第1号は1月18日に発生した。中・後者は、寒候期の台風発生数の谷に向かう時期である。台風番号は発生順に暦年で付けることになっているが、気象学的な台風年度というものがあつたら、2002年、2003年の台風第1号は、それぞれ前年の台風第26号となる。

(安東義彦)

表D-2 台風の月別発生数の平年値(1971年～2000年の30年平均)

| 月 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 年間 |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|
| 発生数 | 0.5 | 0.1 | 0.4 | 0.8 | 1.0 | 1.7 | 4.1 | 5.5 | 5.1 | 3.9 | 2.5 | 1.3 | 26.7 |

台風の数え方

皆さんは台風と聞くと、どんな姿を想起するであろうか。気象に携わる人でも、バウムクーヘンというドイツ菓子の横幅を広げたような円筒形を思い浮かべる場合が多いと思う。そして1個2個と数えるはずだ。ところがである、図C-3を見て頂きたい。これは極軌道衛星で撮影した画像で、地球の縁辺で水色に光っているのは大気層である。日本の東の台風イーウィニャ(0009)はこれに比べても厚さがかなり薄い。こんな姿の台風を1個2個と数えて良いのだろうか。GMS-5による観測は台風をこんなに画像の端まで追うことが少ないので台風の斜めからの俯瞰像を得られず、この画像に比べ解像度も落ちるのでその立体感を捕まえづらい。しかし落ち着いて考えればCbの高さを10km、台風の直径を1,000kmとすると、その厚みと幅の比は1:100になる。これはちょうどCDの形に似ている。CDを1個2個と数える人はいないだろう。よって台風は1枚2枚と数えることをお奨めしたい。

何故このような思い違いが起きるかと言うと、教科書に載っている台風の絵は鉛直方向に引き伸ばし誇張して表現しているためだと思う。また日常生活の中で、このような極端に水平方向に広い鉛直循環は直感として理解しにくいからだろう。単純な台風の鉛直循環モデルとして高さ2mで直径200mの円形部屋の中心でストーブを焚いたら、下層で中心に収束し上昇するような鉛直循環ができるのだろうか。やはりピンとこない。これらの事情は温帯低気圧や前線でも同じである。この両者も水平スケールの非常に大きな平たい循環を持っているが、我々は普段このことを意識していない。

(菊池 明弘)



図C-3 2000年8月17日の可視画像(NASA ホームページより)

第2章 Dvorak 法による台風の強度推定*

2.1 Dvorak 法の解説

衛星資料による熱帯低気圧の強度推定は、有用で簡便ではあるが観測者の主観が入り込みやすいと言われている衛星画像による Dvorak 法と、マイクロ波データなどを利用した客観的な方法がある。気象衛星センターではGMSの画像を使って前者の Dvorak 法により強度推定を行っている。

Dvorak法には可視画像を使ったVIS法と赤外強調画像^{*1}を使ったEIR法がある。気象衛星センターではVIS法よりも客観的なEIR法で強度推定を行っているので、この節ではEIR法について説明する。Dvorak法の基本的内容は、Dvorak(1984, 1992)や日本語によるこの論文の紹介(木場、1984等)及びその他(藤田ほか、2000)に書かれている。この章ではEIR法の基礎と気象衛星センターがEIR法を行う上で注意している点について、できるだけ事例を示して具体的に解説する。

Dvorak(1984)は、雲パターンの発達モデル(図2-1-1)と熱帯低気圧の強度(最大風速^{*2}・最低海面気圧)を統計的に関連付け、雲パターンにより強度を推定する方法を確立した。この図の上段は湾曲したバンド(Curved Band)パターン、中段はCDO(Central Dense Overcast: 中心を取り巻くほぼ円形の濃密な雲域)パターン、下段はシヤー(Shear: 下層雲列によって決定される熱帯低気圧の中心が濃密な雲域とズレている)パターンの典

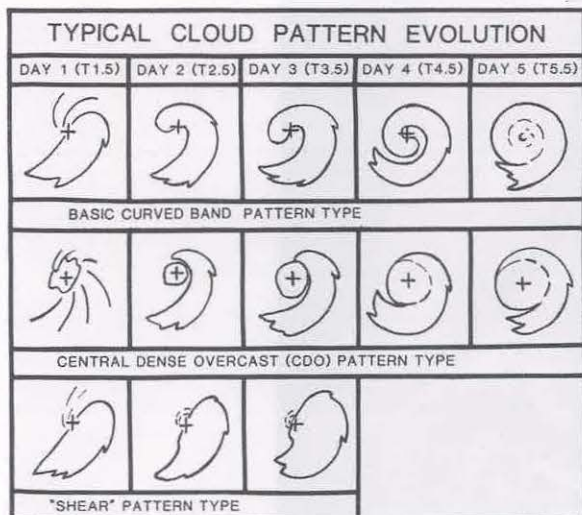


図2-1-1 典型的な雲パターンの発達モデル(Dvorak, 1992)

型的な発達モデルである。各パターンとも右に行くほど時間の経過とともに発達し、強度も増す。最上段には経過日数と括弧内に各雲パターンに対応したT数が書かれている。このT数は Dvorak 法の最も基本となる概念である。T数は衛星画像の解析から得られた熱帯低気圧の強度を表す指数として定義され、T1.0からT8.0まで0.5きざみ15階級に分けられている。T1.0はTS以上に達する約1.5日目の最も弱いT数であり、T8.0は観測され得る最強のT数である。Dvorak(1975)によると北西太平洋、北西大西洋とも全熱帯低気圧の70%は1.0T/dayの割合で発達・衰弱した。これにより Dvorak 法では標準的なT数の1日の変化量は1.0、急な場合は1.5、ゆっくりした場合は0.5とした。

図2-1-2は湾曲したバンドパターンの典型的な発達例で、縦軸はT数とこれに対応する熱帯低気圧の強度(但し、北大西洋における最低海面気圧と1分間平均の最大風速^{*2})、横軸は日数である。図中の赤線はT数の標準的な発達率(1.0T/day)で、この直線に重なっている曲線は実際の雲画像から解析したT数の変化を示す。このように雲パターンには短周期の変動(例えば対流雲の日変化)があり、特に発達初期(図左下PRE STORMの期間)はこの変動が顕著である。前述したように Dvorak 法ではT数の1日の変化量を最大1.5にすることによって、雲パターンの短周期変化によるT数の急変を抑えている。

T数は雲パターンを計測することによって得られ、これをDT数(Data T数)という。例えば湾曲したバンドパターンの場合(図2-1-2)、T数の増加とともに雲バンドの長さも伸び(図中の上段画像の破線)、T数4.5では中心の周りを1周以上している。この長さを測りT数を決定できる(但し右端のT5.5の画像は眼パターンに変わっているので、雲バンドの長さは測らない)。その他の雲パターンでは、雲頂温度や雲域の大きさを測るなどしてT数を得る。しかし、雲パターンがいつも明瞭で計測できるとは限らないので、24時間前の画像や図2-1-1のような雲パターンのモデル図と比較してT数を得る方法もある。これらはそれぞれMET数(Model Expected T数)・PT数(Pattern

* 菊池 明弘

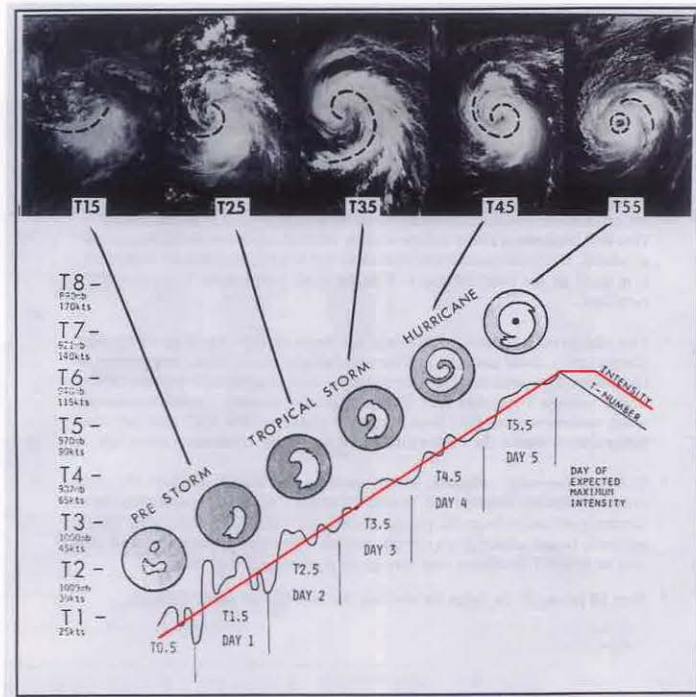


図 2-1-2 湾曲したバンドパターンの典型的な発達例
(Dvorak, 1992 に一部加筆)

T数)と呼ぶ。

T数は調整されて CI 数 (Current Intensity Number) となる。例えば熱帯低気圧が衰弱するとき雲パターンは強度に先行して衰弱するので、T数の減少よりも強度の低下を遅らせなければならない。そのため発達期はT数とCI数は等しいが、衰弱期は通常T数が減少し始めて12時間後にCI数

が減少する。このCI数が実際の強度(最大風速、最低海面気圧)と対応する(表 2-1-1)。表の左半分は大西洋におけるCI数と1分間平均最大風速・最低海面気圧、右半分は北西太平洋におけるCI数と10分間平均最大風速・最低海面気圧の対応を示す。CI数と実測値を比較した例では、2003年の台風第14号がある。この台風は強い勢力を維持しながら中心が宮古島を通過し、9月10日1914UTCに最低海面気圧912.0hPaを記録した。このときの10日18UTCのCI数は7.0で表2-1-1を参照すると最低海面気圧は914hPaとなり、観測された最低海面気圧と良い対応を示した。

表 2-1-1 CI数と最大風速・最低海面気圧の関係。大西洋(左半分)はDvorak(1975)、北西太平洋(右半分)は木場ほか(1990)による。

| CI数 | 大西洋 | | 北西太平洋 | |
|-----|---------|----------|---------|----------|
| | 最大風速 | 最低海面気圧 | 最大風速 | 最低海面気圧 |
| 1.0 | 25 Knot | 1015 hPa | 22 Knot | 1005 hPa |
| 1.5 | 26 | 1012 | 29 | 1002 |
| 2.0 | 30 | 1009 | 36 | 998 |
| 2.5 | 35 | 1005 | 43 | 993 |
| 3.0 | 45 | 1000 | 50 | 987 |
| 3.5 | 55 | 994 | 57 | 981 |
| 4.0 | 65 | 987 | 64 | 973 |
| 4.5 | 77 | 979 | 71 | 965 |
| 5.0 | 90 | 970 | 78 | 956 |
| 5.5 | 102 | 960 | 85 | 947 |
| 6.0 | 115 | 948 | 93 | 937 |
| 6.5 | 127 | 935 | 100 | 926 |
| 7.0 | 140 | 921 | 107 | 914 |
| 7.5 | 155 | 906 | 115 | 901 |
| 8.0 | 170 | 890 | 122 | 888 |

Dvorak法にはステップが10段階ある(図2-1-3a、b)。ステップ1は中心(CSC: Cloud System Center)推定であり次章で詳しく述べる。また気象衛星センターではCCCパターンの判別が困難なためこれを採用していないので、ステップ3の説明は省く。さらに強度の予報を実施していないのでステップ10も省く。

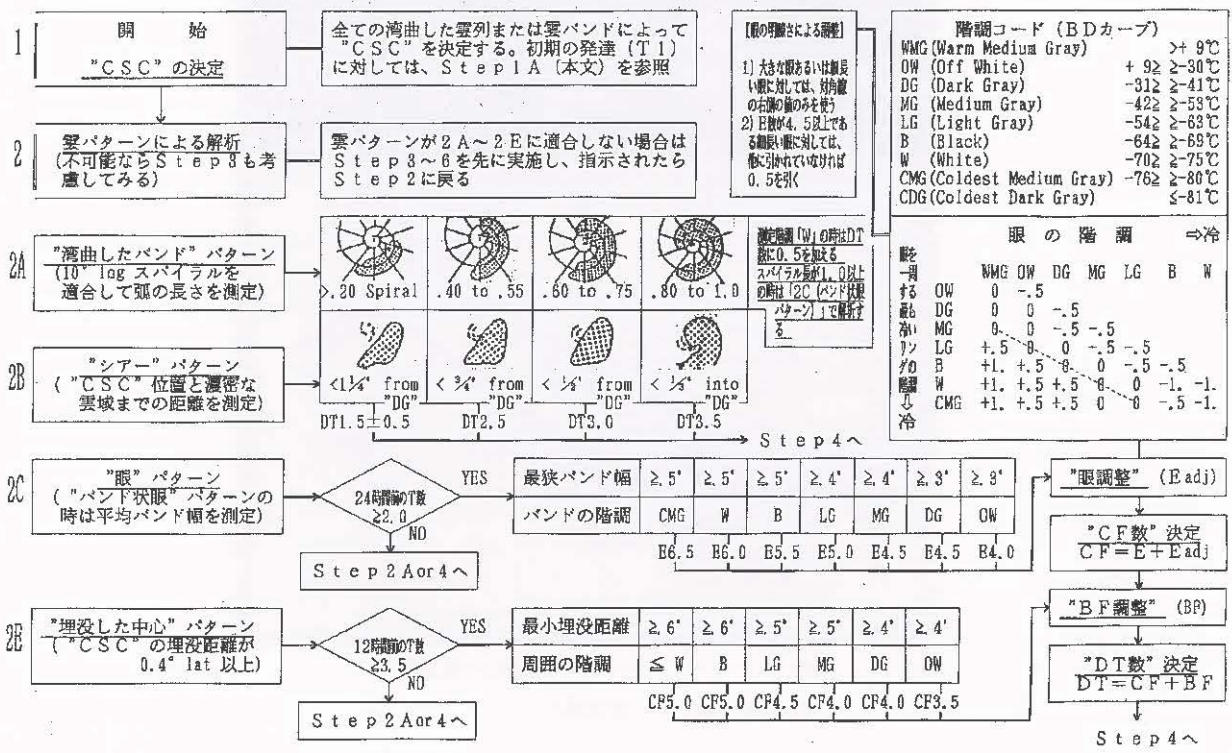


図 2-1-3a Dvorak 法 (EIR 法) のダイアグラム (Dvorak, 1984 を改訂)

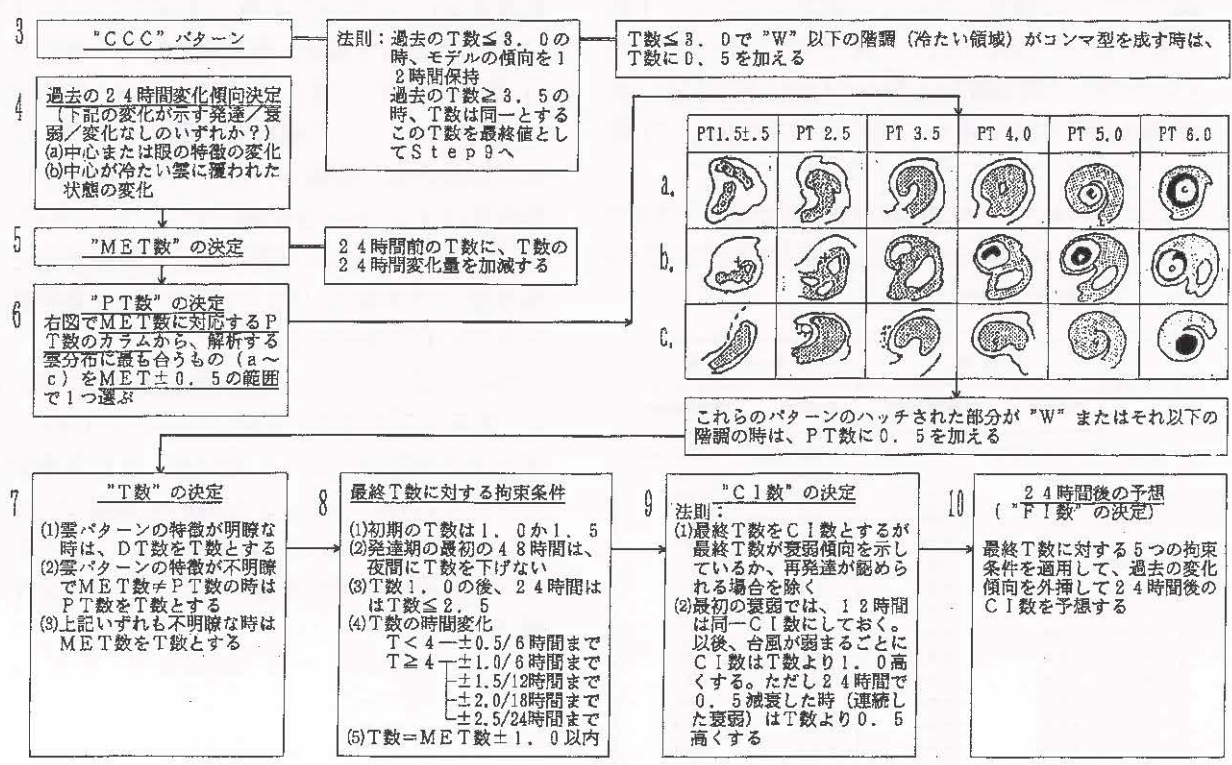


図 2-1-3b Dvorak 法 (EIR 法) のダイアグラム (Dvorak, 1984 を改訂)

表 2-1-2 熱帯低気圧の雲パターンとその特徴

| ステージ | 雲パターン | 細分化した雲パターン | 雲パターンの特徴 | 雲パターン (中心決定) | 雲パターン (強度推定) |
|------|----------|------------------------|---|------------------------|--------------|
| 発生期 | Cb クラスター | Unorganized CB Cluster | 中心 (CSC) 付近に Cb クラスターが散在している。 | Unorganized CB Cluster | Curved Band |
| | | Organized CB Cluster | Cb が組織化して、curved band への移行期。 | Organized CB Cluster | |
| 発達期 | 下層雲渦 | LCV | 下層雲のみによる渦。(Low level Cloud Vortex) | Shear or LCV | Shear |
| | | Shear | 下層雲列により決定される中心 (CSC) と濃密な雲域がずれている。鉛直シアアが大きい時現れる。 | | |
| | バンド | Curved Band | 中心を示唆するような曲率を持つバンドがある。 | Curved Band | Curved Band |
| | CDO | Distinct CDO | 中心を取り巻くほぼ円形の濃密雲域で少なくとも一端が明瞭な縁を持つ。 | Distinct CDO | Embedded |
| | | Indistinct CDO | CDO の境界が RAGGED か、一様なキメをしていない。 | Indistinct CDO | |
| | | CCC | Curved band が消滅する時、中心付近に見られるほぼ円形の濃密な雲域。(Central Cold Cover) | Indistinct CDO | CCC |
| 最盛期 | 眼 | Distinct Small Eye | 直径が 40km 以内の大きさの眼 (中心決定の場合)。直径が 0.75 度以内の大きさの眼 (強度推定の場合)。 | Distinct Small Eye | Eye |
| | | Distinct Large Eye | 直径が 40km 以上の大きさの眼 (中心決定の場合)。直径が 0.75 度以上の大きさの眼 (強度推定の場合)。 | Distinct Large Eye | |
| | | Ragged Eye | 眼を形成している雲の壁が不規則な形状をしていたり、中に別な雲を含んでいる。 | Ragged Eye | |
| | バンド状眼 | Banding Eye | 眼を一周以上するバンドがある。 | Banding Eye | Banding Eye |
| 衰弱期 | 下層雲渦 | Shear | 下層雲列により決定される中心 (CSC) と濃密な雲域がずれている。鉛直シアアが大きい時現れる。 | Shear or LCV | Shear |
| | | LCV | 下層雲のみによる渦。(Low level cloud vortex) | | |
| | | EXL | 温帯低気圧に移行しつつある。(Extra-tropical Low) | | |

ステップ 2

ステップ 2 では雲パターン別に雲域の形状・温度を計測して客観的に DT 数を求める。この強度推定のパターン分類は中心推定と若干違うので解説する(表 2-1-2)。表に示すように中心の決定における 3 種類の眼パターンは強度推定では眼パターンに、2 種類の CDO パターンは Embedded Center (埋没した中心。以下 EMBED と略す) パターンに、Curved Band パターンと 2 種類の Cb クラスターパターンは Curved Band (以下バンドと略す)

パターンに、Shear と LCV (Low level Cloud Vortex: 下層雲渦) パターンはシヤーパターンにまとめられる。

2 A. バンドパターン

バンドパターンは強度推定で最も基本的なパターンであり、他のいずれのパターンにも該当しない時は必ずこのパターンで解析を試みる。また特に発生・発達期における重要なパターンである。この DT 数は熱帯低気圧の厚い雲域からなる雲バンドにスパイラルの定規(10° log spiral)を当て

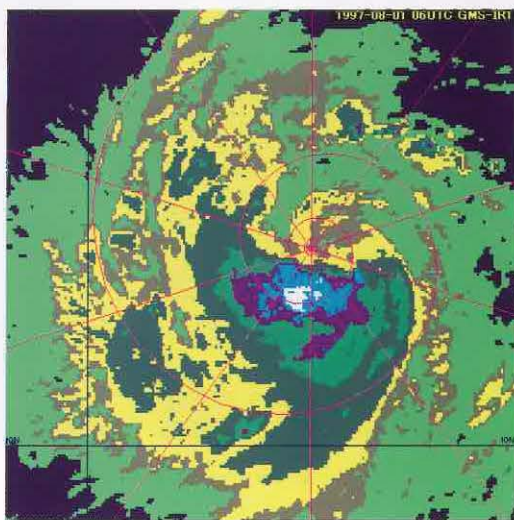


図 2-1-4a EIR 画像によるバンドパターンの DT 数の計測



図 2-1-4b 図 2-1-4a の赤外画像

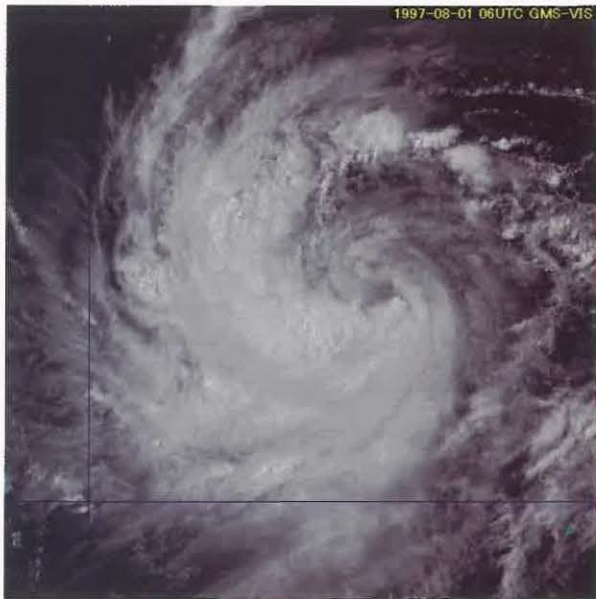


図 2-1-4c 図 2-1-4a の可視画像

て一周を 1.0 としてその長さを測り、ダイアグラム(図 2-1-3a)の 2A の欄と見比べて決める(図 2-1-4a)。雲バンド長を測るために、まずバンド軸を次のようにひく。

- 雲バンドの内側の縁に平行になるように最も冷たい階調に沿ってひく。
- いくつかバンドがある場合は一番曲率の大きい(タイトな)バンドに沿ってひく。

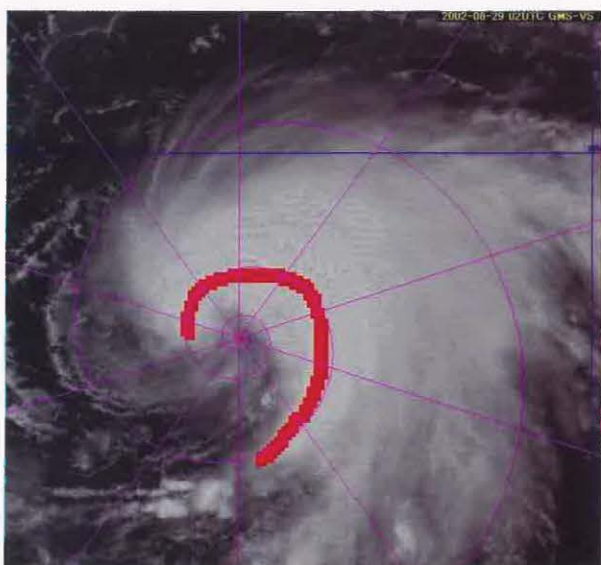


図 2-1-5a 可視画像によるバンドパターンのバンド長

○Ci しかないのに赤外面像で厚い雲域のように見える部分はバンドと認知せず、昼間は可視画像も参考にして厚い雲域にひく。

バンド長はこのバンド軸が DG 階調(黄土色)^{*1}か W階調(紫色)^{*1}に一致する部分を測る。Wの場合は DT 数に 0.5 を加える。スパイラルはその中心が CSC と一致している必要はなく、バンド軸にスパイラルが合うように移動しても良い。気象衛星センターではバンド長が 1.0 を超えたならば VIS 法を援用して、1.05~1.30 は DT 数 4.0、1.35~1.70 は DT 数 4.5 としているが、この場合は積極的に Banding Eye(以下バンド状眼と略す)パターンを採用するようにしている。

事例(図 2-1-5a、b)

- ・バンド軸は可視画像を参考にして厚い雲域の部分にひいた(赤線)。夜間は赤外面像の動画で厚い雲域を判別する。バンド長の測定階調は DG で約 0.75、DT 数は 3.0 になる(図 2-1-3a の 2A 欄)。
- ・可視画像(図 2-1-5a)で下層渦が見られシヤーパーンとすることもできるが、湾曲する雲バンドが明瞭な場合はバンドパターンで解析する(図 2-1-7b と比較)。発達期にこのような事例がしばしば見られる。

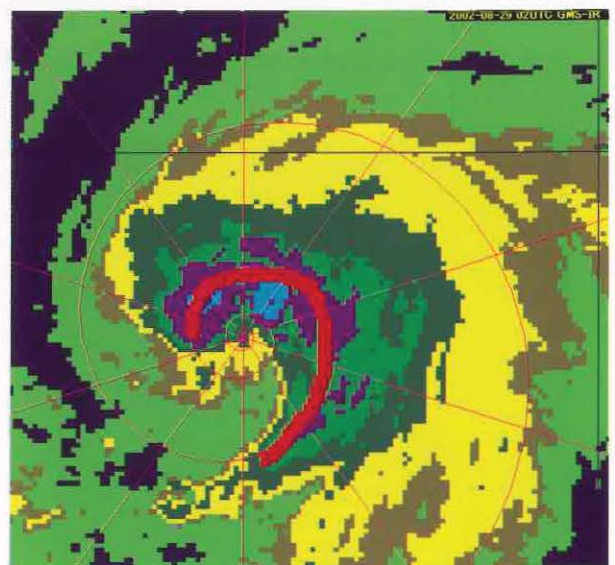


図 2-1-5b バンドパターンのバンド長(EIR 画像)

2 B. シヤーパターン

シヤーパターンは特に熱帯低気圧が偏西風帯まで北上し、風の鉛直シヤーの影響を受け衰弱すると出現しやすいパターンである。DT 数は CSC から厚い雲域 (DG 階調で緯度に換算して直径 1.5° 以上) までの最短距離を測り (図 2-1-6a の赤矢印)、ダイアグラム (図 2-1-3a) の 2B の欄と見比べて決める。日中は可視画像も参考にして厚い雲域を判別し、Ci だけで厚い雲域のように見える部分は無視する。最短距離が $\geq 1.5^\circ$ の場合はバンドパターンで解析する。さらに最短距離が $\geq 2.5^\circ$ の場

合は LCV とし、DT 数は解析しない。逆に CSC が厚い雲域に 0.4° 以上入り込んでいるときは他のパターンで解析する (例えば EMBED パターン)。またダイアグラムでは規定していないが、気象衛星センターでは $1.5^\circ >$ 最短距離 $\geq 1.25^\circ$ の時は DT 数 = 1.0、 $1.25^\circ >$ 最短距離 $\geq 1.0^\circ$ の時は DT 数 = 1.5、 $1.0^\circ >$ 最短距離 $\geq 0.75^\circ$ の時は DT 数 = 2.0 として細分している。

事例 (図 2-1-7a, b)

- ・ CSC から厚い雲域までの最短距離は 0.83° なので (赤矢印) DT 数は 2.0 となる。

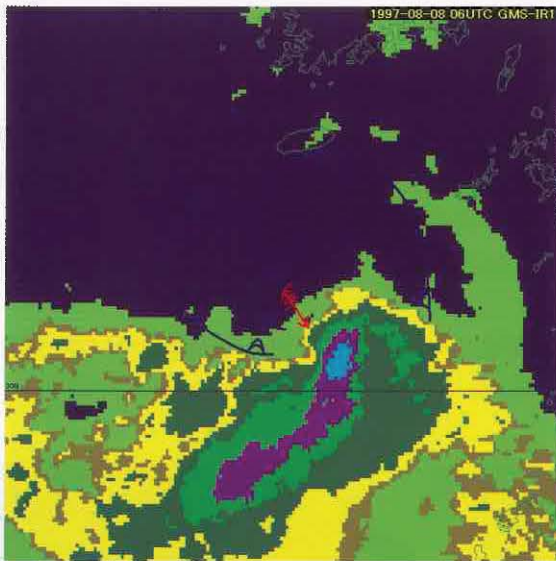


図 2-1-6a シヤーパターンの DT 数 (EIR 画像)
青線は Cu ライン、 \textcircled{S} は CSC (以下同様)

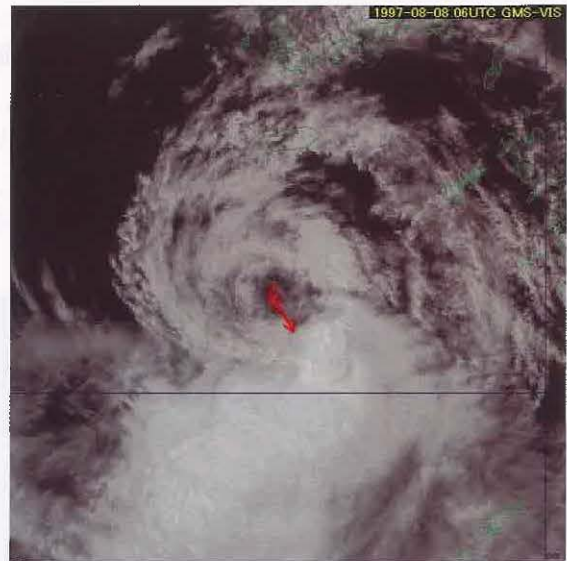


図 2-1-6b 図 2-1-6a の可視画像

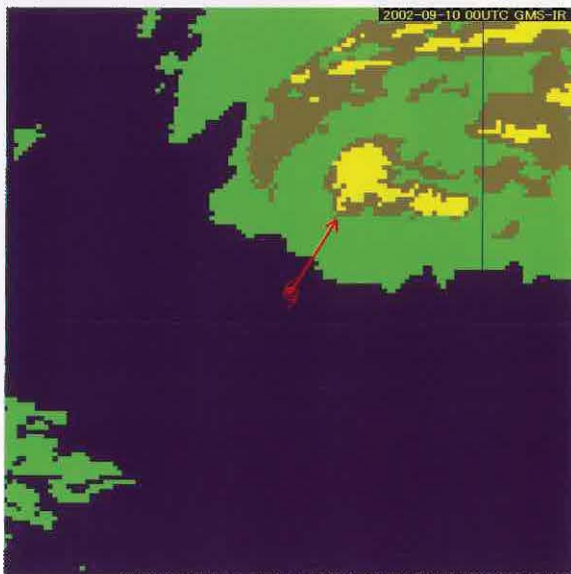


図 2-1-7a シヤーパターンの DT 数 (EIR 画像)

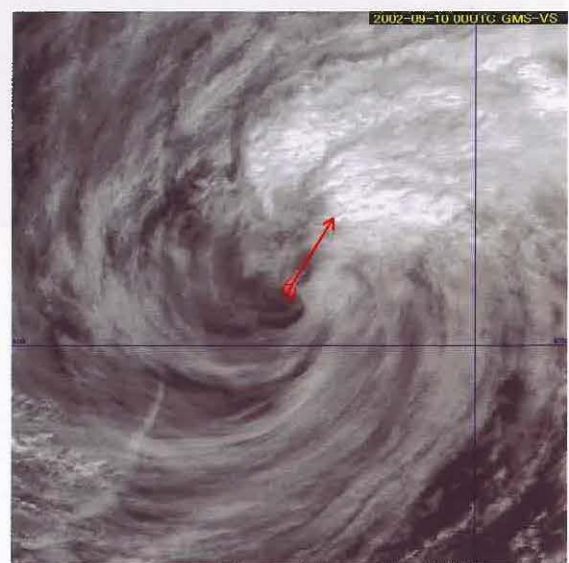


図 2-1-7b 図 2-1-7a の可視画像

2 C. 眼パターン

眼パターンの DT 数を決定する手順は複雑である。まず眼を一周する CDO の階調(ドーナツの形をしている)の最狭幅(緯度に換算する)とダイアグラム(図 2-1-3a)の 2C の欄と比べて、一番冷たい階調に対応する E (Eye) 数を得る。例えば図 2-1-8 で階調 W (紫色) のドーナツ部分の最狭幅が 0.25° (黒矢印) である。このとき 2C 欄の「バンドの階調」W の上段を見ると「最狭バンド幅」 $\geq 0.5^\circ$ となっているので 0.25° はこの条件を満たさない。そこでドーナツ部分の階調を B (緑色) にすることにより最狭幅を広げ 0.51° (赤矢印) にすると、2C 欄の「バンドの階調」B の「最狭バンド幅」 $\geq 0.5^\circ$ を満たす。よって「バンドの階調」B の下を見ると E5.5 なので E 数は 5.5 になる。次に眼の階調と形状及び眼を一周する一番冷たい階調から眼調整を決め(図 2-1-3a 右上)、CF (Central Feature) 数 = E 数 + 眼調整とする。さ

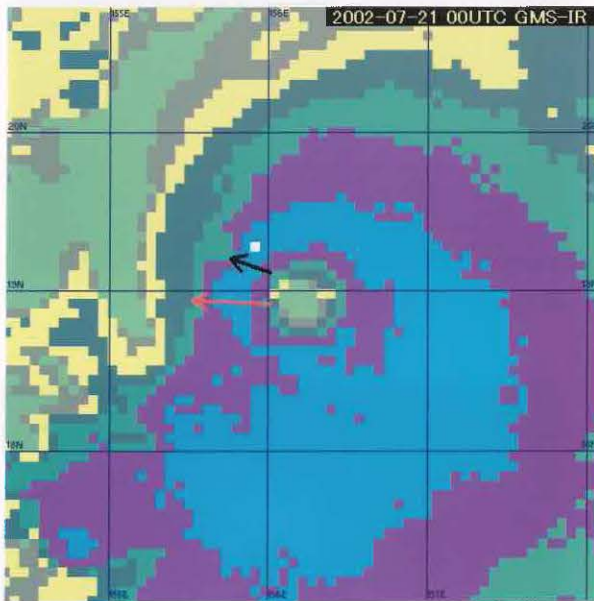


図 2-1-8 眼パターンにおける CDO の最狭幅の測定



図 2-1-9 BF 数の図。MG より冷たい階調がコンマ型を示し、DG 階調より暖かい部分がこれらと同じように台風へ南から入り込んでいたならば 0.5 か 1.0 を CF 数に付加する。(Dvorak, 1982)

らに雲パターンが図 2-1-9 のようにコンマ型の場合雲システムへの暖域の入り込み方により BF (Banding Feature) 数を決め、DT 数 = CF 数 + BF 数となる(図 2-1-3a 右下)。これらの指数を測定する際の注意点を列挙する。

- 最狭幅はドーナツ部分の縁の小さな凹凸をならして測る。また小さなひび割れも無視する。(図 2-1-10 赤矢印)
- 眼階調は眼の 1/4 以上を占める一番暖かな階調にする。
- 雲域のコンマ型が見せかけの場合は BF 数を採らない。これについては 2.2(1) で詳述する。

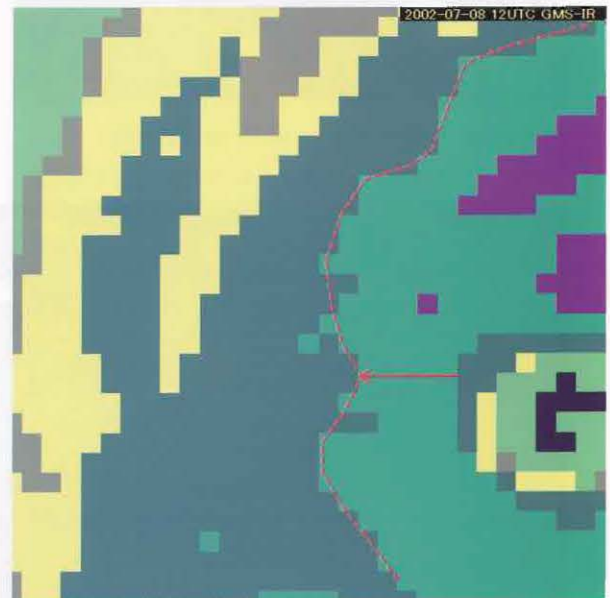


図 2-1-10 CDO の凹凸をならして(赤破線) 最狭幅を測る(赤矢印)

事例(図 2-1-11a、b、c)

- CDO(ドーナツ形状)の最狭幅(赤矢印)はB階調(緑色)の時 0.73 となる。一方、ダイアグラム(図 2-1-3a)の 2C の欄を見るとBの時最狭バンド幅 $\geq 0.5^\circ$ となっているので、この最狭幅は条件を満たしE数は 5.5 となる。
- 眼の直径は $\leq 0.75^\circ$ で扁平率は $\leq 2/3$ なので大きな眼でも細長い眼でもない。このためダイアグラムの眼調整用の表(図 2-1-3a 右上)を全て適応できる。眼を1周し閉じている最冷階調はB、眼階調は WMG(黒色)より眼調整は $+1.0$ となる。
- CF 数 = E 数 + 眼調整 = $5.5 + 1.0 = 6.5$
- 台風の東側で南に伸びる尻尾は Ci なので(図 2-1-11b)、見かけ上、MG 階調(黄色)より冷たい領域がコンマ型になっているだけである(図 2-1-11c)。このため図 2-1-9 のいずれのモデルもあてはまらないのでBF数は 0.0 とする。
- DT 数 = CF 数 + BF 数 = $6.5 + 0.0 = 6.5$

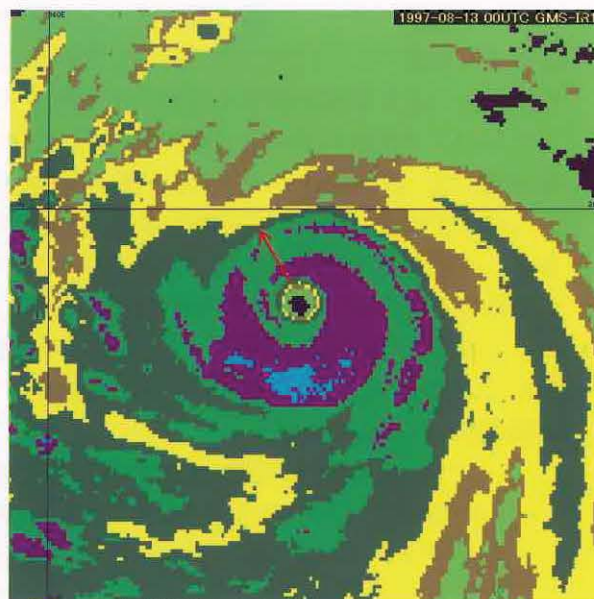


図 2-1-11a 眼パターンのDT数(EIR画像)



図 2-1-11b 眼パターンのDT数(可視画像)

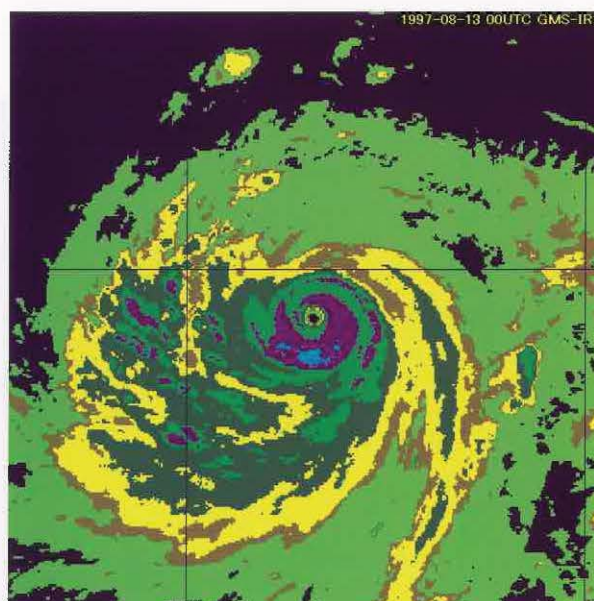


図 2-1-11c 眼パターンのBF数

バンド状眼パターンは眼の壁雲のように雲バンドに円く囲まれ閉じていなくてもよい。つまり雲域が蚊取り線香のようなイメージでもバンド状眼パターンで解析できる。また可視画像(図 2-1-12a)と比べると赤外画像(図 2-1-12b)では雲バンドが不明瞭に見える場合があるが、可視画像を優先して雲バンドを決めバンドの平均幅を測る(図 2-1-12c の赤矢印)。このことにより夜間、赤外画像で雲バンドが多少不連続に見えても積極的にバンド状眼パターンを採用する。事例(図 2-1-12a、b、c)

- バンドの平均幅は可視画像を参考に LG(深緑色)で測ると 0.8° となる(図 2-1-12c の赤矢印)。ダイアグラム(図 2-1-3a)の 2C の欄を見ると LG の時最狭バンド幅 $\geq 0.4^\circ$ となっているので、この最狭幅は条件を満たし E 数は 5.0 となる。
- 眼の直径は $\leq 0.75^\circ$ 、扁平率は $\leq 2/3$ で大きな眼でも細長い眼でもないためダイアグラムの眼調整用の表(図 2-1-3a 右上)を全て適応できる。眼を 1 周する最冷階調は B、眼階調も B なので眼調整は -0.5 となる。
- CF 数 = E 数 + 眼調整 = $5.0 - 0.5 = 4.5$

- 図 2-1-9 のような南から暖域(DG より暖かい階調)の入り込みはないので、BF 数は 0.0。
- DT 数 = CF 数 + BF 数 = $4.5 + 0.0 = 4.5$

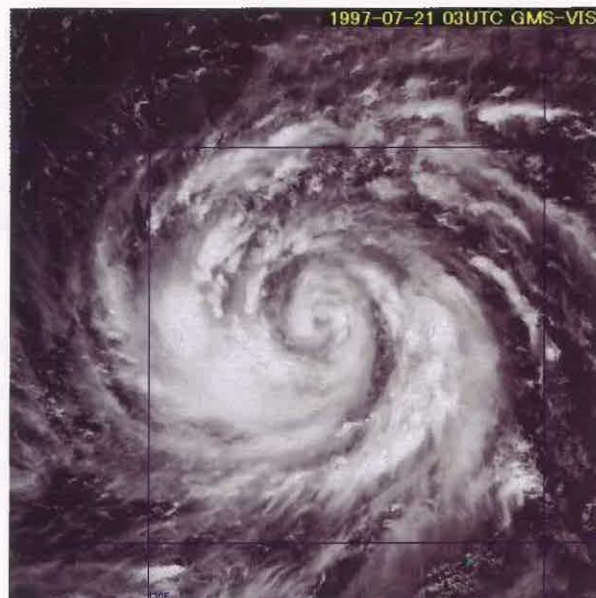


図 2-1-12a バンド状眼パターンの DT 数(可視画像)

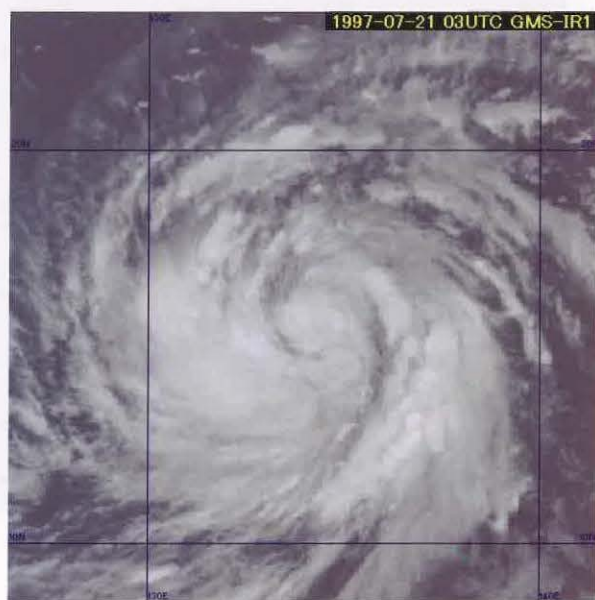


図 2-1-12b バンド状眼パターンの DT 数(赤外画像)

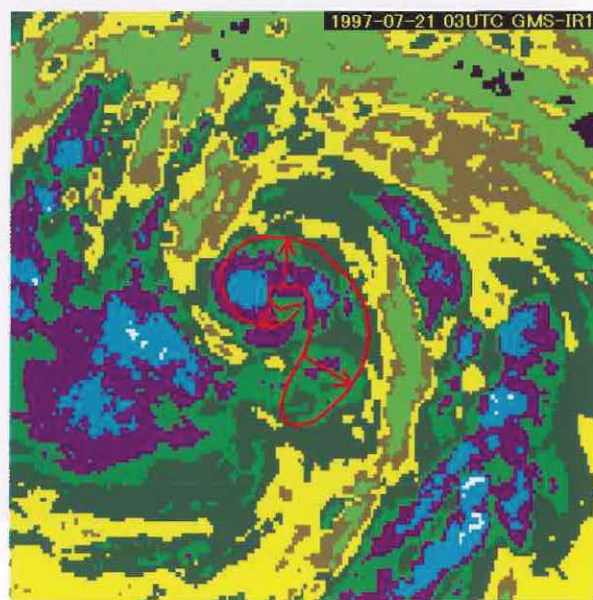


図 2-1-12c バンド状眼パターンの DT 数(EIR 画像)

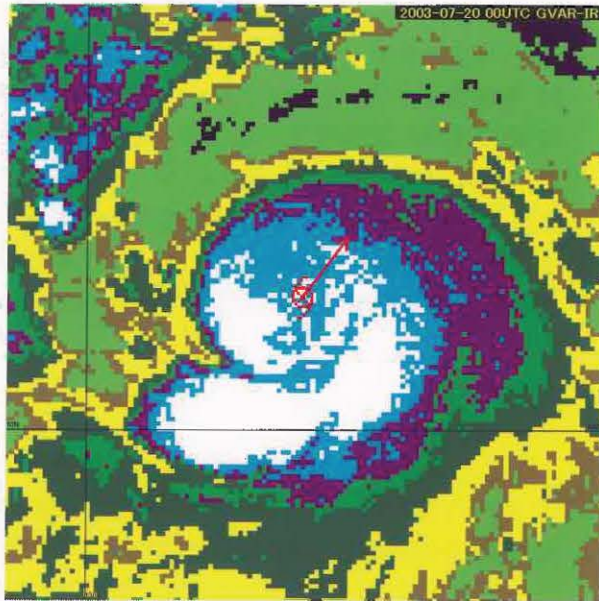


図 2-1-13a EMBED パターンの DT 数(EIR 画像)

2 E. EMBED パターン

EMBED パターンは眼パターンと同様に CDO の最狭幅を測って DT 数を求める(但し CSC からの最狭幅(最小埋没距離)。図 2-1-3a の 2E の欄を参照)。また BF 数も同様に決める。ここで EMBED パターンは眼がないので、CSC 付近の円い雲域が CDO かどうかを判断するのが難しい場合がある。円くて厚い雲域を CDO とする判定規準は、その雲域が Cb のアンビルが広がったものでなく数時間継続しており、赤外面像で CDO 内部にスパイラル構造がしばしば見られ、その外縁の少なくとも一部は滑らかな円周になっていることである(図 2-1-13b)。CDO と判断しない場合はバンドパターンで強度を解析するので、DT 数が EMBED パターンよりかなり小さく推定されることになる。

事例(図 2-1-13a、b)

- CDO の最小埋没距離は、CMG (水色)の小さな凹凸をならして測ると 1.02(図 2-1-13a の赤矢印)。ダイアグラム(図 2-1-3a)の 2E の欄を見ると、Wより冷たい階調の時、最小埋没距離 $\geq 0.6^\circ$ となっている。よってこの最小埋没距離は条件を満たすので CF 数は 5.0 となる。
- 図 2-1-9 のように台風に入り込む暖域(DG より暖かい階調)はないので、BF 数は 0.0。
- DT 数=CF 数+BF 数=5.0+0.0=5.0



図 2-1-13b EMBED パターンの DT 数(赤外面像)

ステップ 4、5

MET 数は現在の画像を 24 時間前の画像と見比べて発達・衰弱を判断し、標準的な発達(衰弱)では 24 時間前の T 数に 1.0 を加え(減じ)、発達(衰弱)が速い場合は 1.5、遅い場合は 0.5 を加え(減じ)て求める。この判断の基準を表 2-1-3 に示す。雲頂高度や雲域の増減は発達・衰弱の判断基準となるが、パターンの変化を優先して考える。基本的にパターンが 1 段階発達(例えば EMBED→眼)するだけで 1.0 加える。逆も同様である。さらに雲

表 2-1-3 熱帯低気圧の発達の特徴
衰弱はこの逆になる

| パターン | 発達の特徴 |
|-------|---|
| バンド | 湾曲したバンドが長くなった 湾曲したバンドの温度が冷たくなった |
| シヤール | 湾曲した下層雲列による CSC が明瞭になった CSC が濃密な雲域に近づいた |
| 眼 | 眼が現れた 眼が CDO の幾何学的中心に近づいた 眼の温度が暖かくなった 眼が円く明瞭になった 眼が小さくなった CDO の温度が冷たくなった CDO が大きくなった CDO の上面が滑らかになった CDO の外縁が円く滑らかになった BF 数の特徴が増した |
| EMBED | CSC が CDO の幾何学的中心に近づいた CDO の温度が冷たくなった CDO が大きくなった CDO の上面が滑らかになった CDO の外縁が円く滑らかになった BF 数の特徴が増した |

頂高度と雲域が減じてもパターンが EMBED から眼に変われば発達と見る。なぜなら雲頂高度や雲域の増減は日変化やさらに短周期の変化があり(図 2-1-2 の T 数の曲線参照)、短時間では熱帯低気圧が衰弱したように見えることがあるが、パターンは短周期の変化があまりないからである。逆にたまたま発達したように見える場合もある。最新画像 1 枚だけで強度変化を考えずに、長時間動画を見て長期の発達・衰弱傾向を把握しなければならない。また強度推定開始当初は 24 時間前の T 数がないので MET 数は解析できないが、気象衛星センターでは 18 時間以内の T 数があれば変化量を内分して 24 時間の変化量に換算し MET 数を求めている。

ステップ 6

PT 数は MET 数を調整して得る。つまり解析中の熱帯低気圧の雲パターンを、PT 図(図 2-1-3b の右上)の MET 数に対応する列(MET 数が 4.0 ならば図の最上段で PT4.0 の列)のモデルパターンと比較して、明らかに強い弱い場合に MET 数を±0.5 の範囲で調整して決める。さらに PT 図のハッチ部分が EIR 画像の W またはそれより冷たい階調に一致していたら、PT 数に 0.5 を加える。また PT 図の a 欄、b 欄、c 欄はそれぞれバンドパターン、EMBED パターン、シヤーパーターンの発達モデルに該当するが、DT 数で採用した雲パターンと必ずしも一致しなくてよい。但しシヤーパーターンは一致させる。

ステップ 7、8

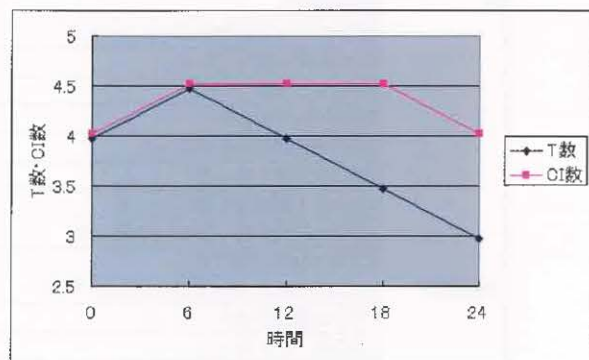
T 数に DT 数、PT 数、MET 数の中から一つを採用する。選択の優先順位はこの順番である。DT 数は

雲の測定要素が明瞭な場合採用するので、雲パターンがはっきりしている眼パターンは基本的に DT 数を採用する。PT 数は雲パターンが不明瞭で DT 数決定時の計測精度が悪い時、MET 数はステップ 6 で雲パターンと PT 図のパターンとの対応がよくない時採用する。また雲域の急激な変化による T 数の短周期変化を抑えるために、T 数の時間変化量に制限を加えている(図 2-1-3b のステップ 8)。

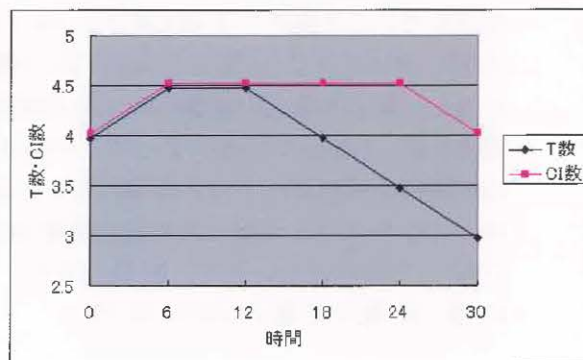
ステップ 9

ここで T 数を CI 数に変換する。台風の発達中は CI 数 = T 数だが、衰弱期は雲域の衰弱が強度(最大風速、最低海面気圧)の低下に先行するので T 数にタイムラグ(12 時間)をつけて CI 数を決める(図 2-1-14)。再発達の場合は T 数が CI 数と同じ大きさになるまで CI 数は変化せず、再び T 数が減少したら CI 数は 12 時間のタイムラグを待って減少する。一方上陸時には強度(CI 数)がタイムラグなしで T 数と一緒に低下することが多いが、オリジナルの Dvorak 法はこのことを考慮していなかった。このため木場ほか(1989)はフィリピンに上陸した 13 個の熱帯低気圧の強度を解析し、次のような条件を付加した。

- 1) 上陸によって初めて T 数が下がった場合、CI 数決定規則の 12 時間のタイムラグを適用せず CI 数 = T 数とする。
- 2) T 数が下がり始めてから 12 時間以内に上陸して、更に T 数が減少するときは、T 数の減少量と同じだけ CI 数を下げる。
- 3) 再び海上に出ても、明らかに再発達の兆候が見えるまで上記の関係を維持する。



(a)



(b)

図 2-1-14 衰弱期の T 数と CI 数の関係

上陸時と再発達のT数と CI 数の関係を整理すると次のようになる(図 2-1-15)。

①上陸の場合

A. T_{max} 直後(6時間以内)に上陸し(赤線) T数が減少し始めた場合は、CI 数も T数といっしょに減少する。

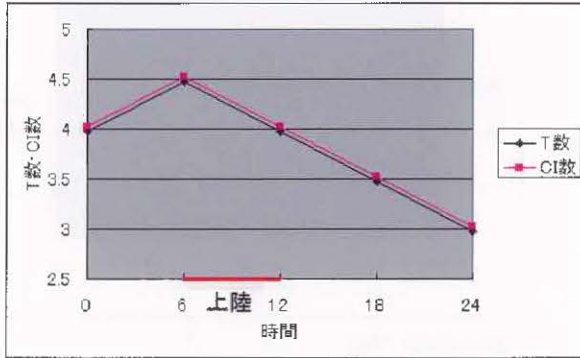


図 2-1-15 ①A

C. T_{max} から 12 時間以後に上陸した場合は (赤線)、CI 数は 12 時間のタイムラグを適用してから減少する。

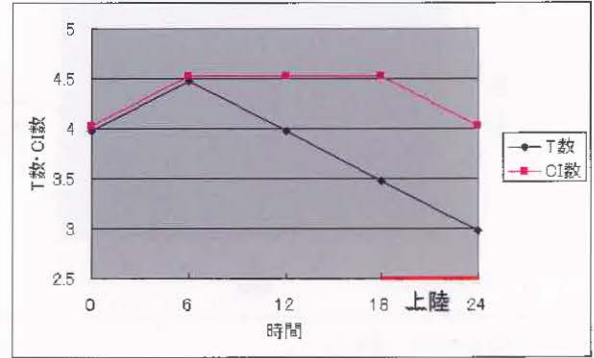


図 2-1-15 ①C

B. T_{max} から 6 ~12 時間後に上陸した場合は(赤線)、その時の CI 数と T数の差を維持しながら(但し差が 1.0 より大きい場合は1になるように)CI 数も減少する。

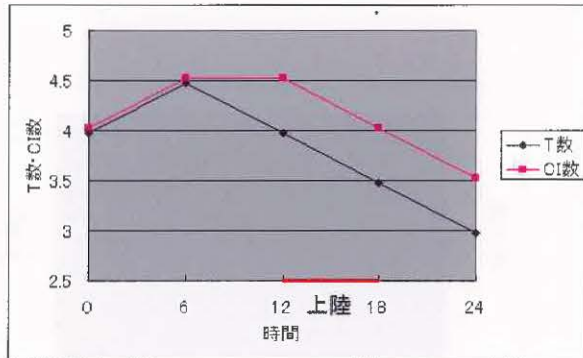


図 2-1-15 ①B

②再発達とする(CI 数が12時間のタイムラグをとる)場合

A-1. 初め $T=CI$ で両者が減少し(①Aの T_{max} 直後上陸した場合)、T数が増加した後再び減少し始めると CI 数は 12 時間のタイムラグをとってから減少する。

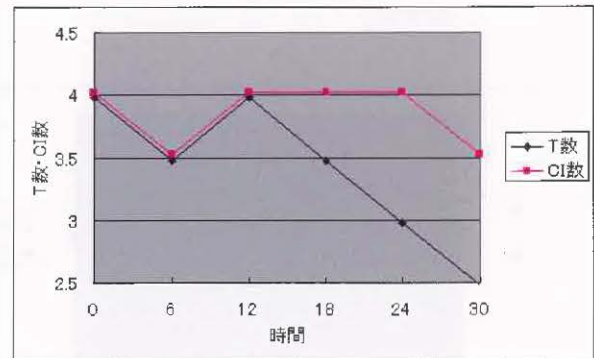


図 2-1-15 ②A-1

A-2. 初め $T=CI$ で両者が減少し(①Aの T_{max} 直後上陸した場合)、T数が12時間以上同じ値をとるとCI数は12時間のタイムラグをとってから減少する。

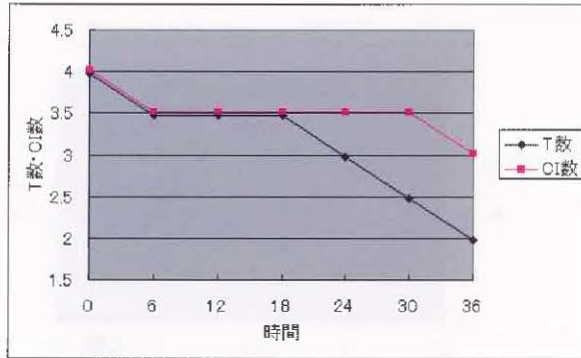


図 2-1-15 ②A-2

③再発達としない(タイムラグをとらない場合)

A. 初め $T=CI$ で両者が減少し(①Aの T_{max} 直後上陸した場合)、T数が6時間同じ値でも再発達としない(②A-2と比較)。

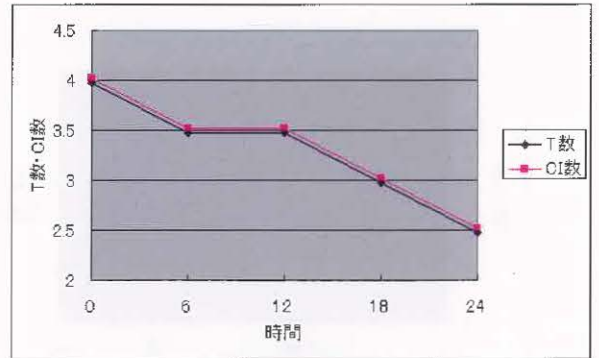


図 2-1-15 ③A

B. 初め $T < CI$ で両者が減少し、T数が増加してCI数と一致した後減少したらCI数は12時間のタイムラグをとってから減少する。

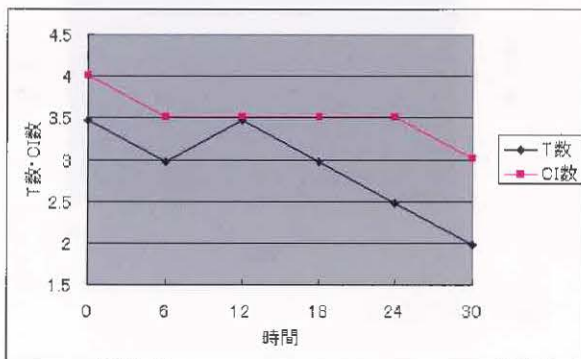


図 2-1-15 ②B

B. 初め $T < CI$ で両者が減少し、T数が増加してCI数に一致しなければ再発達としない(②Bと比較)。

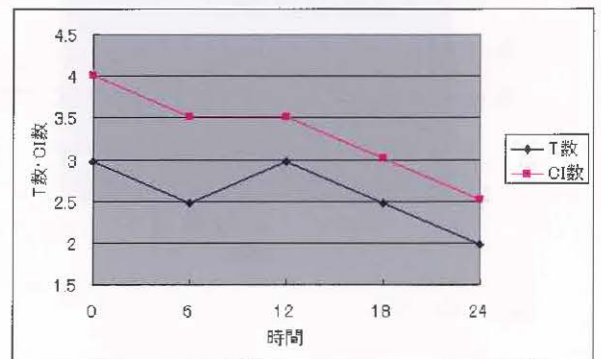


図 2-1-15 ③B

*1 赤外強調画像：赤外強調(EIR : Enhanced InfraRed)画像の階調(カラースケール)と TBB 温度の対応を示す(図 2-1-16)。詳細は第 1 章 1.2.2 参照。



図 2-1-16 赤外強調画像の階調

*2 最大風速 : Dvorak 法では CI 数と最大風速の統計をとる際、1 分間平均最大風速を使用した。しかし日本では 10 分間平均最大風速を使用しているため、木場ほか(1990)は北西太平洋における CI 数と 10 分間平均最大風速の統計をやり直した。現在、気象衛星センターではこの調査結果(表 2-1-1 右側)を使用している。一方、気象庁で使用している 10 分間平均風速と 1 分間平均風速の換算表を表 2-1-4 に示す。国際的には 10 分間平均最大風速を使用することになっている。

表 2-1-4 10 分間平均風速と 1 分間平均風速の換算表(気象庁予報部、1990) 単位 kt

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------|-----------|----|----|----|----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 1 分間 平均風速 | 0 ~ 65 | 75 | 80 | 90 | 95 | 105 | 110 | 120 | 125 | 130 | 140 | 150 | 155 | 165 | 170 | 180 | 185 | 195 | 200 |
| 10 分間 平均風速 | 0 ~ 65 | 70 | 75 | 80 | 85 | 90 | 95 | 100 | 105 | 110 | 115 | 120 | 125 | 130 | 135 | 140 | 145 | 150 | 155 |

0~65kt : 1 分間平均風速=10 分間平均風速

65<10 分間平均風速≤155kt : 1 分間平均風速=10 分間平均風速×1.495-31.6

2.2 解析が難しい事例

(1) BF 数

前節で述べたように、BF 数を決めるとき雲パターンが見かけ上コンマ型になっているかどうか判別しなければならない。そこで幾つかの事例を挙げて判断の基準を示す。図 2-1-9 のように MG 階調より冷たい階調の領域がコンマ型を示し、南から台風の雲システムに入り込む暖域(DG 階調より暖かいくさび状の領域の長さ)により BF 数を採用するか判断する。くさび状の長さがコンマ型の尻尾の長さの 1/2(図 2-1-9 の左端の図参照)より短いときは BF 数=0.0 にする。

図 2-2-1a(DG より暖かい階調は黒色。以下同様の BF 数は、コンマ型の尻尾の部分を見視画像(図 2-2-1b)で見ると対流雲があり、図 2-1-9 の右端の図と比べると BF 数=0.5 となる。しかし同様な暖域の入り込みをしている図 2-2-2a の尻尾は Ci(図 2-2-2b)で、見かけ上コンマ型になっているので BF 数=0.0 である。図 2-2-3a の尻尾は見視画像(図 2-2-3b)で見るとこの台風の雲システムと繋がっ

ていて、図 2-1-9 の真中の図と比べると BF 数=0.5 である。しかし図 2-2-4a の尻尾は雲システムから離れている(図 2-2-4b)ので BF 数=0.0 となる。また動画で見るとこの尻尾が台風から離れていく様子を見ることができる。これらの事例は見視画像で BF 数の適否を判断したが、夜間赤外画像しか利用できなくても動画を見ることにより、以上の判定は可能である。

BF 数は台風への暖気の侵入の程度が、その強度に寄与することから導入された。実際、BF 数が 0.5 の図 2-2-1、図 2-2-3 はこの直後さらに発達している。しかし BF 数を採用できる事例はあまりない。一見バンド状眼パターンでは BF 数が採用されやすいと思われがちだが、図 2-2-5 のように DG より暖かい階調が南から雲システムに入り込んでいる台風は少ない。また BF 数には細かい規則があり、CF 数<4.0 か CF 数>MET 数の時は雲パターンが図 2-1-9 に似ていても BF 数=0.0 となる。そのため DT 数決定時に BF 数を採用しても MET 数を決めた時点で BF 数=0.0 になることがある。

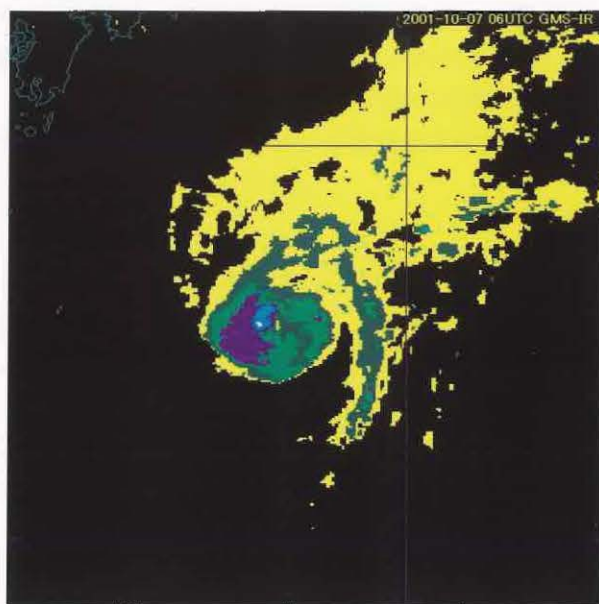


図 2-2-1a 眼パターン(EIR 画像) BF 数=0.5

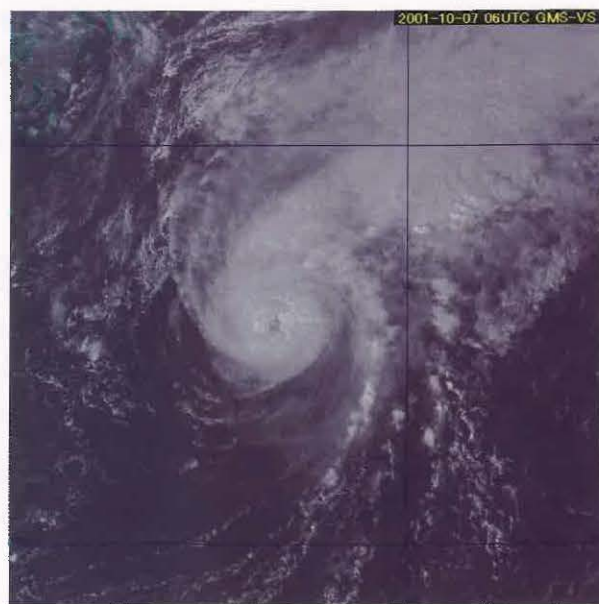


図 2-2-1b 図 2-2-1a と同時刻の見視画像

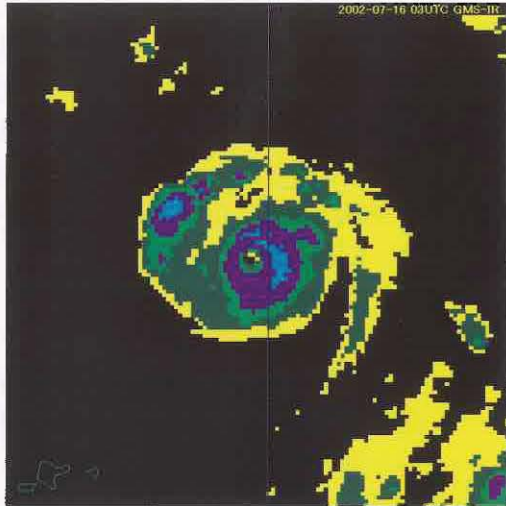


図 2-2-2a 眼パターン(EIR 画像) BF 数=0.0

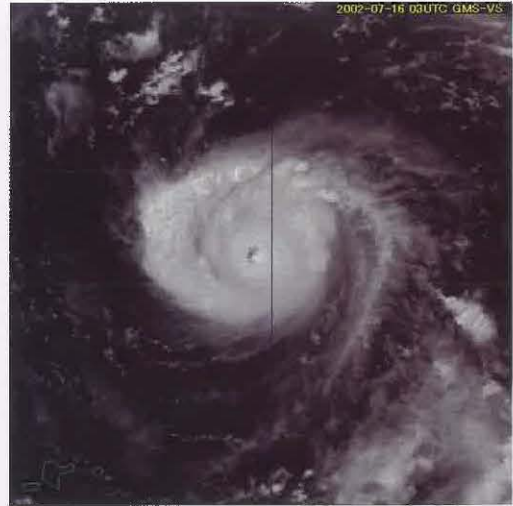


図 2-2-2b 図 2-2-2a と同時刻の可視画像

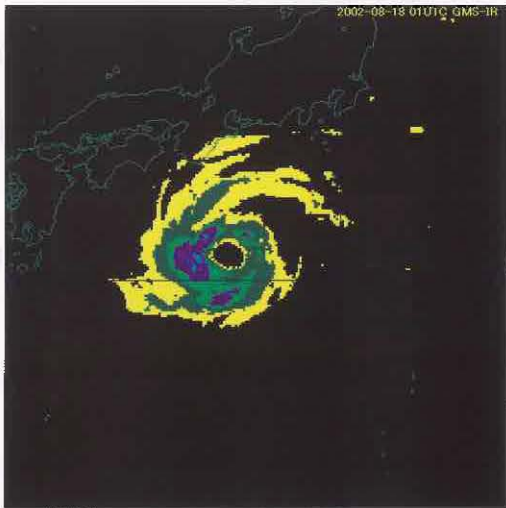


図 2-2-3a 眼パターン(EIR 画像) BF 数=0.5



図 2-2-3b 図 2-2-3a と同時刻の可視画像

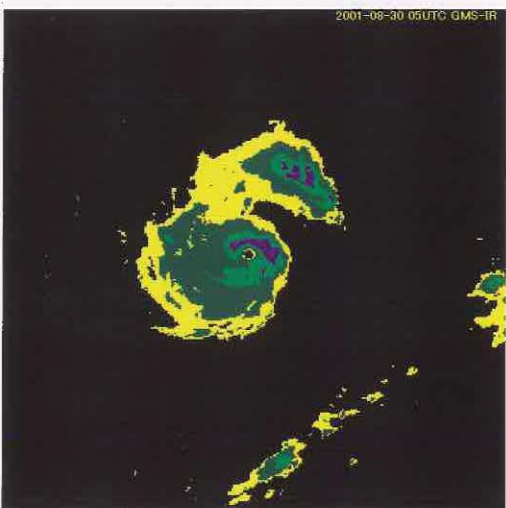


図 2-2-4a 眼パターン(EIR 画像) BF 数=0.0

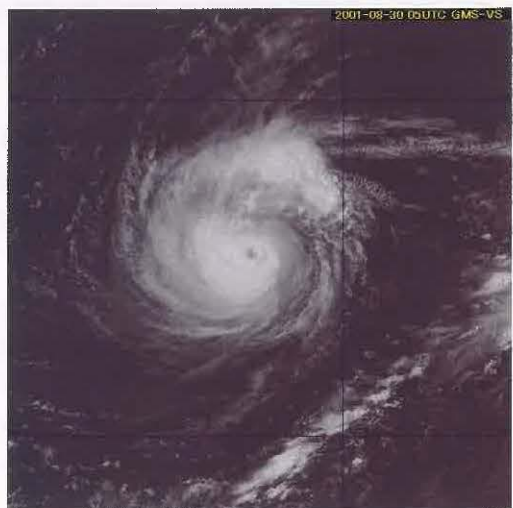


図 2-2-4b 図 2-2-4a と同時刻の可視画像

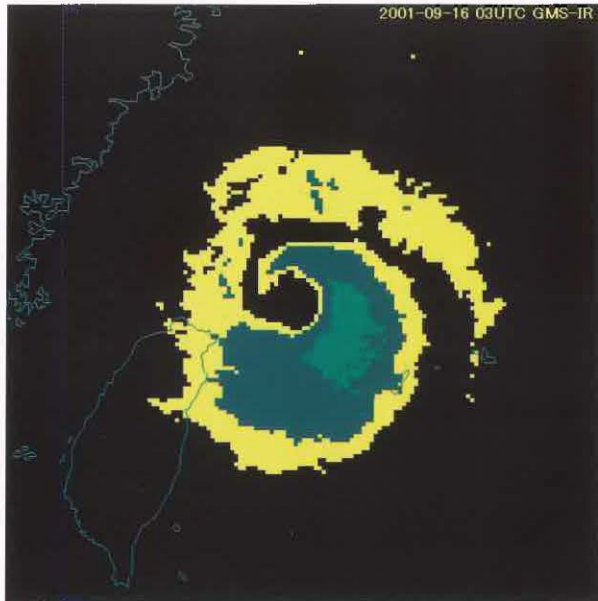


図 2-2-5 バンド状眼パターン(EIR 画像) BF 数=1.0

(2) 二重眼

日本付近まで北上した台風は成熟期を過ぎて衰弱し眼パターンから EMBED、バンドパターンなどに変わるが、眼パターンが崩れる時眼パターンの変種になることがある。図 2-2-6b は台風第 13 号の 2002 年 8 月 16 日 19UTC の EIR 画像である。この台風を中心に眼はあるが厚い雲域が二重に取り巻いており、CDO をどれにするか迷う所である。この DT 数を測ってみると次の様になる。

- ・パターン：内側の眼の壁雲が眼を完全に囲んでいるので眼パターンとする。
- ・E 数：CDO の最狭幅は階調 DG(黄土色)を採用できない(赤矢印)ので OW(黄緑色)となり E 数=4.0
- ・CF 数：眼階調 OW で眼を一周する最冷階調は MG(黄色)のため眼調整=0.0。大きな眼・細長い眼ではない。よって CF 数=E 数+眼調整=4.0
- ・DT 数=CF 数+BF 数=4.0

前の事例に似ているが内側の眼の壁雲が切れた同日 21UTC の事例(図 2-2-6c)を取り上げる。

- ・パターン：EIR 画像では内側・外側とも眼の壁雲が切れているのでバンド状眼パターンとする。

- ・E 数=4.0：眼を取り巻く最もタイトな曲率のバンドの最狭幅を DG(黄土色)では採用できない(赤矢印)ので OW(黄緑色)とする。
- ・CF 数：眼階調 OW(黄緑色)で眼を一周する最冷階調は DG(黄土色)のため眼調整=0.0。ぎりぎり細長い眼ではないとした。よって CF 数=E 数+眼調整=4.0
- ・DT 数=CF 数+BF 数=4.0

同様に同日 23UTC(図 2-2-6d)は

- ・パターン：眼パターンだが EIR 画像では内側の眼の壁雲が切れているので外側を眼の壁雲とする。
- ・E 数：CDO の最狭幅は階調 DG(黄土色)を採用できない(赤矢印)ので OW(黄緑色)で測り E 数=4.0
- ・CF 数：眼階調 OW(黄緑色)で眼を一周する最冷階調は MG(黄色)のため眼調整=0.0。大きな眼とする。よって CF 数=E 数+眼調整=4.0
- ・DT 数=CF 数+BF 数=4.0

この後この二重眼は内側の眼の壁雲が衰弱して消失し、外側の眼の壁雲が発達した(図 2-2-6e、17 日 07UTC)。Willoughby *et al.* (1982)によると、眼の壁雲の外側に新しい眼の壁雲が形成されると、内側の古い眼の壁雲が衰える場合もある。これに応じて台風自身もいったん発達を止め衰弱したり、外側の眼の壁雲の収縮によって再発達することもある。この事例でも DT 数で見ると 16 日 00UTC(図 2-2-6a)は眼パターンで 6.0 だったが 16 日 19UTC(図 2-2-6b)は 4.0 となり 17 日 07UTC(図 2-2-6e、最狭幅の階調は LG(深緑色))は 5.0 となった。

二重眼は南西諸島付近から関東の南の黒潮付近で、最近では 1~2 年に 1 回見られた(1997 年台風第 13 号、2000 年台風第 3 号、2002 年台風第 13 号、2003 年台風第 14 号)。このパターンの風速極大は内側と外側の眼の壁雲と大体同じ位置にあるようだ(Willoughby *et al.*, 1982)。外側の眼の壁雲のすぐ内側に風速極大があるという日本付近の観測もある(高嶺ほか、1998)。

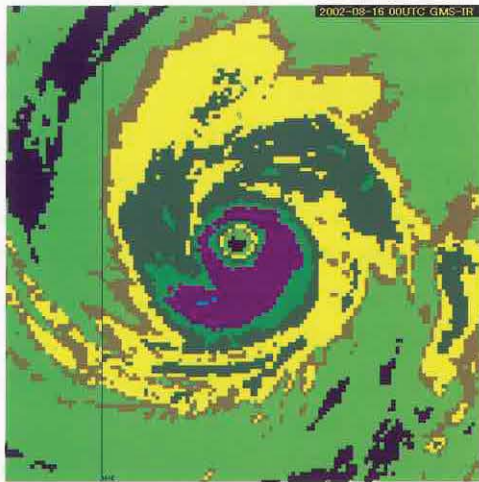


図 2-2-6a 眼パターン(EIR 画像)
DT 数=6.0、2002 年 8 月 16 日 00UTC

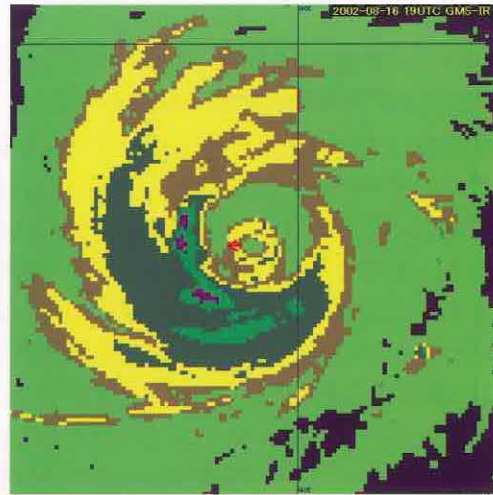


図 2-2-6b 二重眼の眼パターン(EIR 画像)
DT 数=4.0、2002 年 8 月 16 日 19UTC

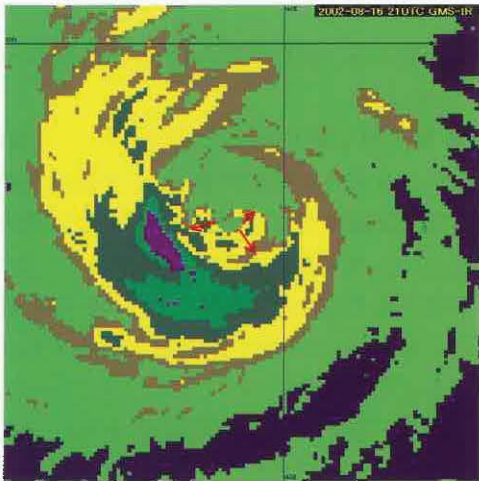


図 2-2-6c 二重眼のバンド状眼パターン(EIR 画像)
DT 数=4.0、2002 年 8 月 16 日 21UTC

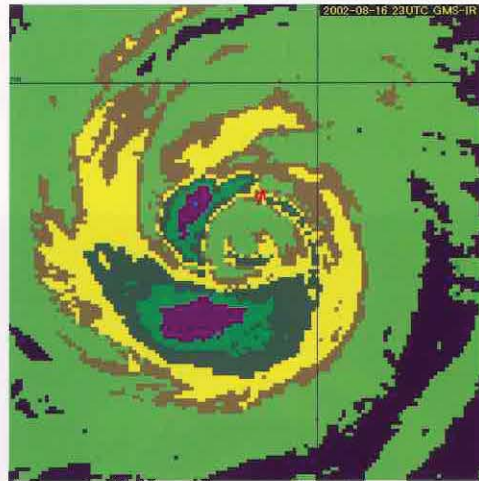


図 2-2-6d 眼パターン(EIR 画像)
DT 数=4.0、2002 年 8 月 16 日 23UTC

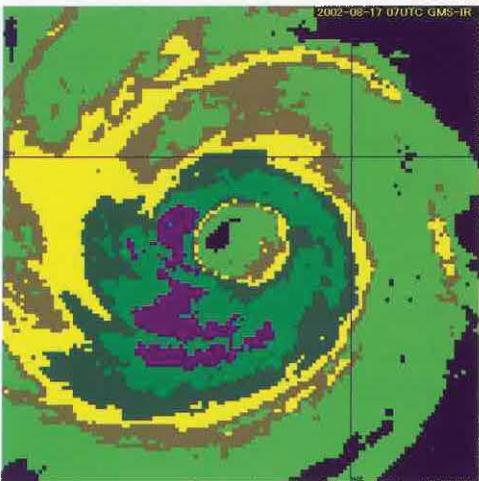


図 2-2-6e 眼パターン(EIR 画像)
DT 数=5.0、2002 年 8 月 17 日 07UTC

(3) 大きな眼

眼パターンで眼の直径が 0.75° 以上だと Dvorak 法ではプラスの眼調整は適用されないが、さらに直径が 1.5° 以上になると眼パターンは採用できずバンドパターンとなる。このような大きな眼は二重眼と同じように、黒潮付近で見られることがある。図 2-2-7 は 2000 年 8 月 7 日 12UTC の台風第 8 号の画像で、この後沖縄本島がすっぽりと入るくらいの大きな眼である。眼の直径は 1.5° 以上あり、これを眼パターンで解析することはできないが、仮に眼パターンで解析すると小さな割れ目を無視して DG 階調(黄土色)で最狭幅を測ることができ(赤矢印)、E 数=4.5 となる。そこでバンドパターンで解析すると、雲バンドの長さは 0.65(上層雲の部分は除外し DG 階調で測った。赤線)で DT 数は 3.0 となる。このように大きな眼の場合、パターンの採り方で DT 数が 1.5 も変わることがあるので注意が必要である。

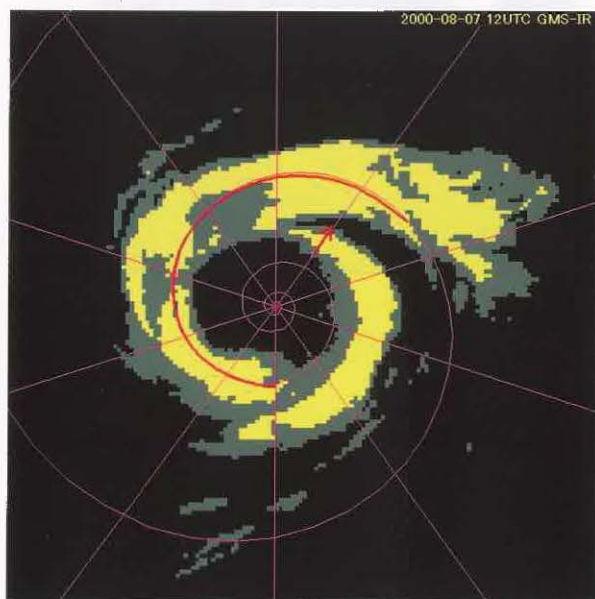


図 2-2-7 大きな眼の DT 数(EIR 画像)

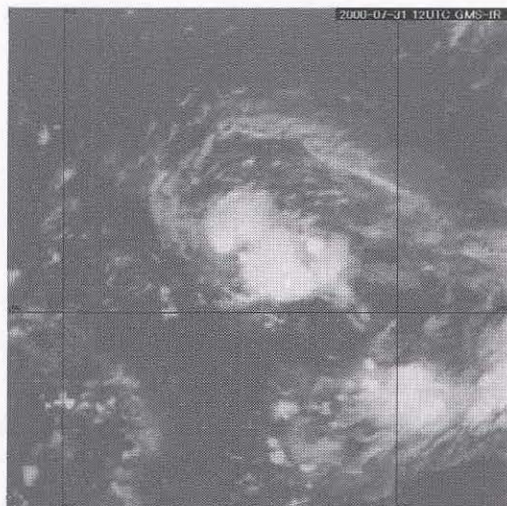
(4) 急発達

Dvorak 法において急発達する熱帯低気圧でも T 数の変化量は 1 日最大 2.5 を超えてはならないが(T 数が増加した結果 $T \geq 4.0$ になる場合)、実際には 3.0 以上の急激な発達を示す熱帯低気圧がある。図 2-2-8 は 2000 年の台風第 8 号の赤外画像(6 時間毎)である。以下に各画像の DT 数を示す。

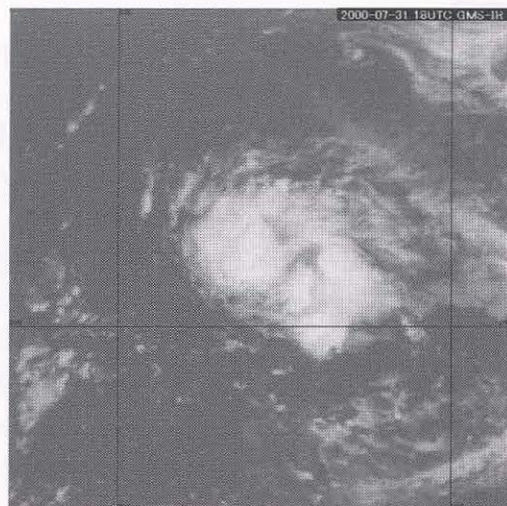
- ・ 7 月 31 日 12UTC(図 a)はバンドパターンで DT 数=1.0 未満。
- ・ 7 月 31 日 18UTC(図 b)はバンドパターンで DT 数=1.0 未満。
- ・ 8 月 1 日 00UTC(図 c)はバンドパターンで DT 数=3.0。
- ・ 8 月 1 日 06UTC(図 d)は EMBED パターンで DT 数=5.0。
- ・ 8 月 1 日 12UTC(図 e)は EMBED パターンで DT 数=5.0。
- ・ 8 月 1 日 18UTC(図 f)は眼パターンで DT 数=6.0。しかし 8 月 1 日 00UTC 以後の DT 数は急増しているので、Dvorak 法の規則のため T 数に採用できない。そこで、まず過去の T 数が妥当かどうか再解析をする。それでも急発达到に追いつかない場合は、規則に合うよう PT 数や MET 数を調整して T 数に採用することになる。

さらに雲パターンの規則もある。1 日 06UTC は EMBED パターンだが 12 時間前の T 数が 1.0 未満のため EMBED パターンは採用できず(図 2-1-3a の 2E 欄)、バンドパターンで解析することになる。また 1 日 18UTC も 24 時間前の T 数が 1.0 未満のため眼パターンを採用できず(図 2-1-3a の 2C 欄)、バンドパターンで解析する。

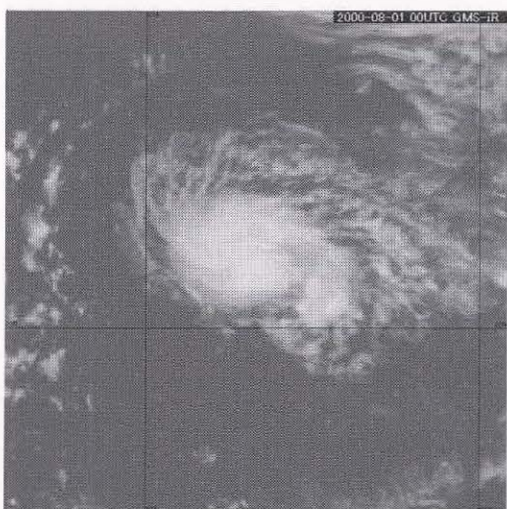
この事例では T 数が 1 日で 1.0 未満から 6.0 まで増加しており、ここまで極端ではないにしても、T 数が 1 日 3.0 以上増加する熱帯低気圧は年に数個ある。これらは雲域が小さく活発な熱帯低気圧が多く、その雲域がすぐに小さな CDO を形成し眼パターンとなる。少なくとも 1000km に及ぶような雲域を持つ熱帯低気圧が急発達をした例はない。



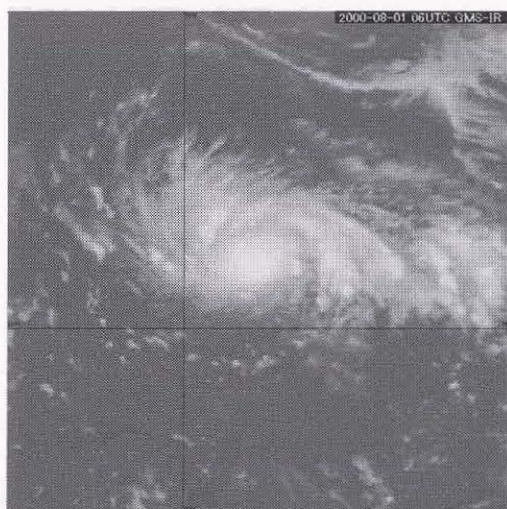
(a) 7月31日12UTC, バンドパターン DT<1.0



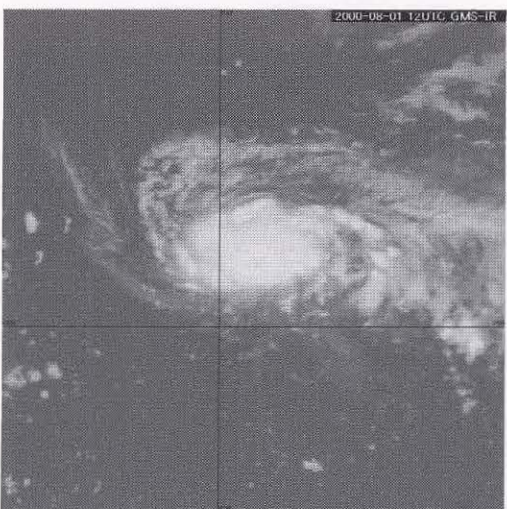
(b) 7月31日18UTC, バンドパターン DT<1.0



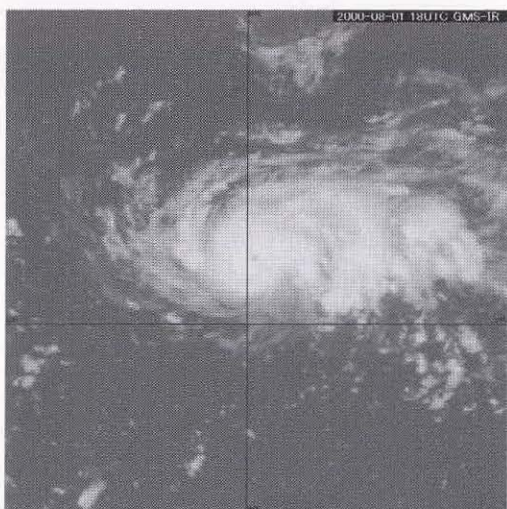
(c) 8月1日00UTC, バンドパターン DT=3.0



(d) 8月1日06UTC, EMBEDパターン DT=5.0



(e) 8月1日12UTC, EMBEDパターン DT=5.0



(f) 8月1日18UTC, 眼パターン DT=6.0

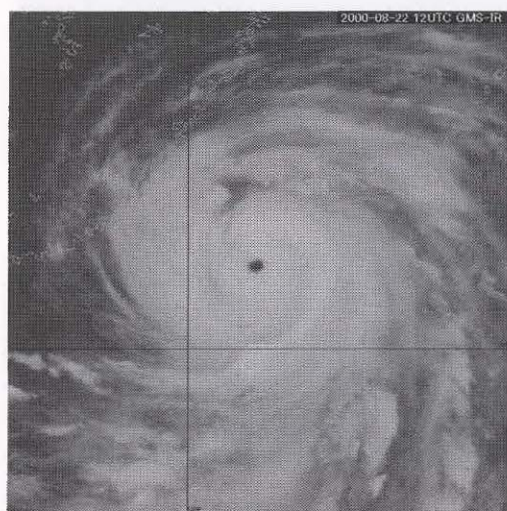
図2-2-8 急発達(赤外画像)

(5) 急衰弱

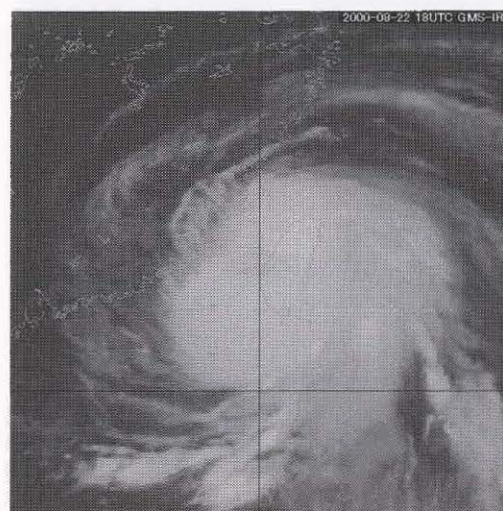
急発達と同様に急衰弱する場合も Dvorak 法は T 数の変化量に制限をかけており、1 日最大 2.5 を超えられない (T 数 ≥ 4.0 の場合)。しかし熱帯低気圧が西進して台湾やフィリピンのルソン島などを横断すると急速に衰え、T 数が 1 日 3.0 以上減少することがある。図 2-2-9 は 2000 年の台風第 10 号の赤外面像 (6 時間毎) である。この台風は 8 月 22 日 12UTC (a) に台湾の東にあり、この時の DT 数は 6.5 であった。同日 18UTC (b)、台風は西北西進し台湾の西岸に抜け眼が消滅して CDO も形がゆがんでしまった。23 日 00UTC (c) は CDO もなくなり、06UTC (d) には中国大陸に上陸してバンドパターンで DT 数 3.0 (バンド長 0.6) となり中心気圧も急上

昇した。この DT 数は T 数として採用できないので、PT 数を許容される範囲内最小に決めて T 数に採用した。

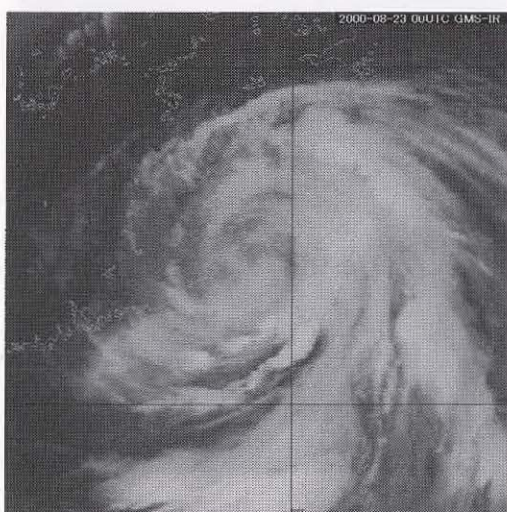
台風は台湾・フィリピンの東で成熟期を迎え眼パターンになることが多い。これらの島には標高 3000m 前後の山々があり、台風はここに上陸すると急速に衰弱し眼パターンからいきなりバンドパターンになる場合が多い。この時、Dvorak 法の規則のため T 数は急衰弱に追いつかなくなるので、まず過去の T 数が妥当かどうか再解析をする。それでも急衰弱に追いつかない場合は MET 数を急衰弱 (T 数 24 時間減少量 = 1.5) で計算し、T 数ができるだけ小さくなるように調節した PT 数を T 数とする。



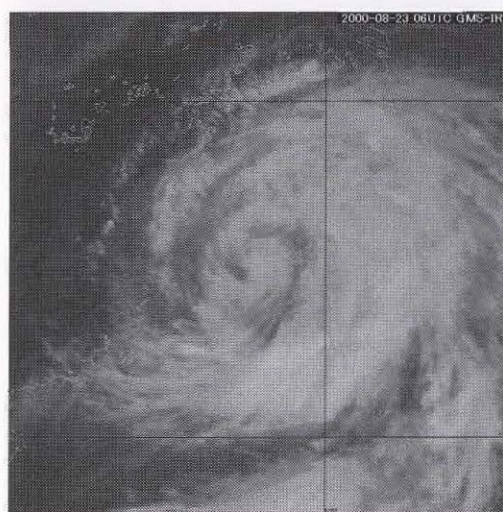
(a) 22 日 12UTC 920hPa



(b) 22 日 18UTC 950hPa



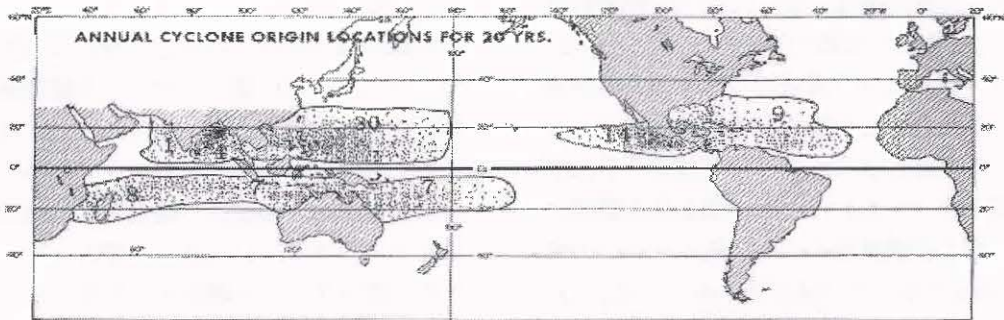
(c) 23 日 00UTC 970hPa



(d) 23 日 06UTC 985hPa

図 2-2-9 急衰弱の赤外面像と中心気圧

熱帯低気圧の発生領域



図C-4-1 熱帯低気圧の発生分布図(Gray, 1975)

図C-4-1は熱帯低気圧(TS以上の強さ)の発生分布である。同じ熱帯域でも、発生しやすい場所もあれば全く発生しない場所もある。北西太平洋は特に熱帯低気圧が発生しやすく、年間26.7個(気象庁の平年値)にのぼる。この発生領域はITCZ(熱帯収束帯)と一致しており、衛星画像で見ると、赤道付近のCbが次々沸き立つ帯状の広い領域から熱帯低気圧が生まれてくる様子が分かる。一方、南に目を転ずると、太平洋南西部(オーストラリアの東)にも熱帯低気圧の発生領域がある。ここはSPCZ(南太平洋収束帯)と対応しており、やはり対流雲が活発に発生するところである。ここでは発生数こそ少ない(年間7個)が複数個の熱帯低気圧が同時期に発生する特徴がある。それも大きなものが近接して発生するようである。図C-4-2は1999年1月22日00UTCの可視画像である。太平洋南西部に大きな熱帯低気圧が3個発生しており、東からDANI、OLINDA、PETEと名付けられた。南半球なのでその循環は北半球と逆の時計回りで、お互いの雲域が触れ合うばかりに近接して窮屈そうな様子が分かる。



図C-4-2 1999年1月22日00UTCの可視画像

「熱帯低気圧4個観測」の図C-1-1・図C-1-2と比べれば一目瞭然であるが、北西太平洋は同時期に複数個発生する熱帯低気圧が経度約20度間隔で並んでいるのに対して、太平洋南西部では約10度間隔でしかも個々の熱帯低気圧が大きい。これは太平洋南西部の発生領域が北西太平洋に比べ狭いことも関係があるかもしれない。それにしても熱帯低気圧がこんなに近接すると、お互いに潰し合い発達しないと思うのだが。

(菊池 明弘)

第3章 台風の中心位置推定*

衛星画像による台風(この章では煩雑な記述を避けるため、台風の強度に達していない熱帯低気圧も含めて、一括して台風と記述する場合がある)の解析では、台風に伴う雲域のパターン認識が基本になる。これは中心位置推定にも強度推定にも共通している。Dvorak(1984)は強度推定の手法開発の中で雲パターンをいくつかの基本的な類型にまとめた。中心位置推定のための雲パターンの解釈にもDvorakの示した方法が使われている。これは主として画像上で台風の眼が見られない時、どのように中心を決めるかをモデル的に示したものである(図 2-1-1)。中心を示唆している対流雲の幅の広いバンドや対流雲列の曲率から、それらの共通する曲率中心を台風の中心とする考え方である。中心位置の推定にはこの他に、雲画像の動画

が有効である。また、雲パターンの認識は中心位置推定と共に、後に述べる中心位置推定精度、雲システムサイズを解析する上でも重要な要素になっている。

台風の雲パターンは大きく分けて、Cb クラスタ、バンド、CDO、眼、シヤ、下層雲渦の6つに分類される。実際の中心解析においては、これがさらに細分化される(表 3-1-1)。台風の雲パターンは、発生期、発達期、最盛期、衰弱期などの、そのライフステージに応じて変わっていく。このため、雲パターンを識別するためには、長時間の雲画像の変化を動画により把握し、台風がどのステージにあるのかを知っておくことが重要である。解析者はこれらを踏まえた上で、解析したい雲の形に特徴のはっきりした雲パターンを順に当てはめていき、パターンを決定していく。

表 3-1-1 台風中心位置推定の雲パターンとその特徴

| ステージ | 雲パターン | 台風中心の雲パターン | 雲パターンの特徴 |
|------|--|------------------------|--|
| 発生期 | Cb クラスタ | Unorganized Cb-Cluster | 中心付近にCb クラスタが散在している。 |
| | | Organized Cb-Cluster | Cb クラスタが組織化して、バンドパターンへの移行期。 |
| | 下層雲渦 | 下層雲渦かシヤ | 下層雲のみによる渦。(Low level cloud vortex) |
| シヤ | 風の鉛直シヤが大きい時に現れ、下層雲列により決定される中心と濃密な雲域がずれている。 | | |
| 発達期 | バンド | バンド | 中心を示唆するような曲率を持つ雲バンドがある。 |
| | CDO | Distinct CDO | 中心を取り巻くほぼ円形の濃密雲域(CDO)で少なくとも、一端が明瞭な縁を持つ。 |
| | | Indistinct CDO | CDOの境界がRAGGEDか、一様なキメをしていない。 |
| 最盛期 | 眼 | Distinct Small Eye | 直径が40km以内の大きさの眼。 |
| | | Distinct Large Eye | 直径が40kmを超える大きさの眼。 |
| | | Ragged Eye | 眼を形成している雲の壁が不規則な形状をしているか、中に別な雲を含んでいる。 |
| | | Banding Eye | 眼を一周以上する雲バンドがある。 |
| 衰弱期 | バンド | バンド | 中心を示唆するような曲率を持つ雲バンドがある。 |
| | シヤ | 下層雲渦かシヤ | 風の鉛直シヤが大きい時に現れ、下層雲列により決定される中心と濃密な雲域がずれている。 |
| | 下層雲渦 | | 下層雲のみによる渦。(Low level cloud vortex) |
| | EXL | | 温帯低気圧に移行しつつある。 |

*亀井孝志、山本浩之(現 名古屋地方気象台)

具体的には、眼 → CDO → 下層雲渦・シヤール → バンド → Cb クラスターという順番にパターンを当てはめ、一致したものを雲パターンに決定し、どのパターンとも一致しない場合に限って、Unknown とする(図 3-1-1)。また、雲パターンは常に変化するため、解析した時が変化の途中にあたり、両方の特徴を持っている場合がある。このような場合には、これまでの変化の過程、今後の推

移を予想して決定していく。

ここでは、台風の各雲パターンの特徴とその解析法を、最近の画像を用いて典型的な事例及び判断の難しい事例として紹介し、ステージ毎の台風中心推定方法について述べる。また、台風の中心位置推定精度と雲システムサイズの測定方法についても簡単に触れる。

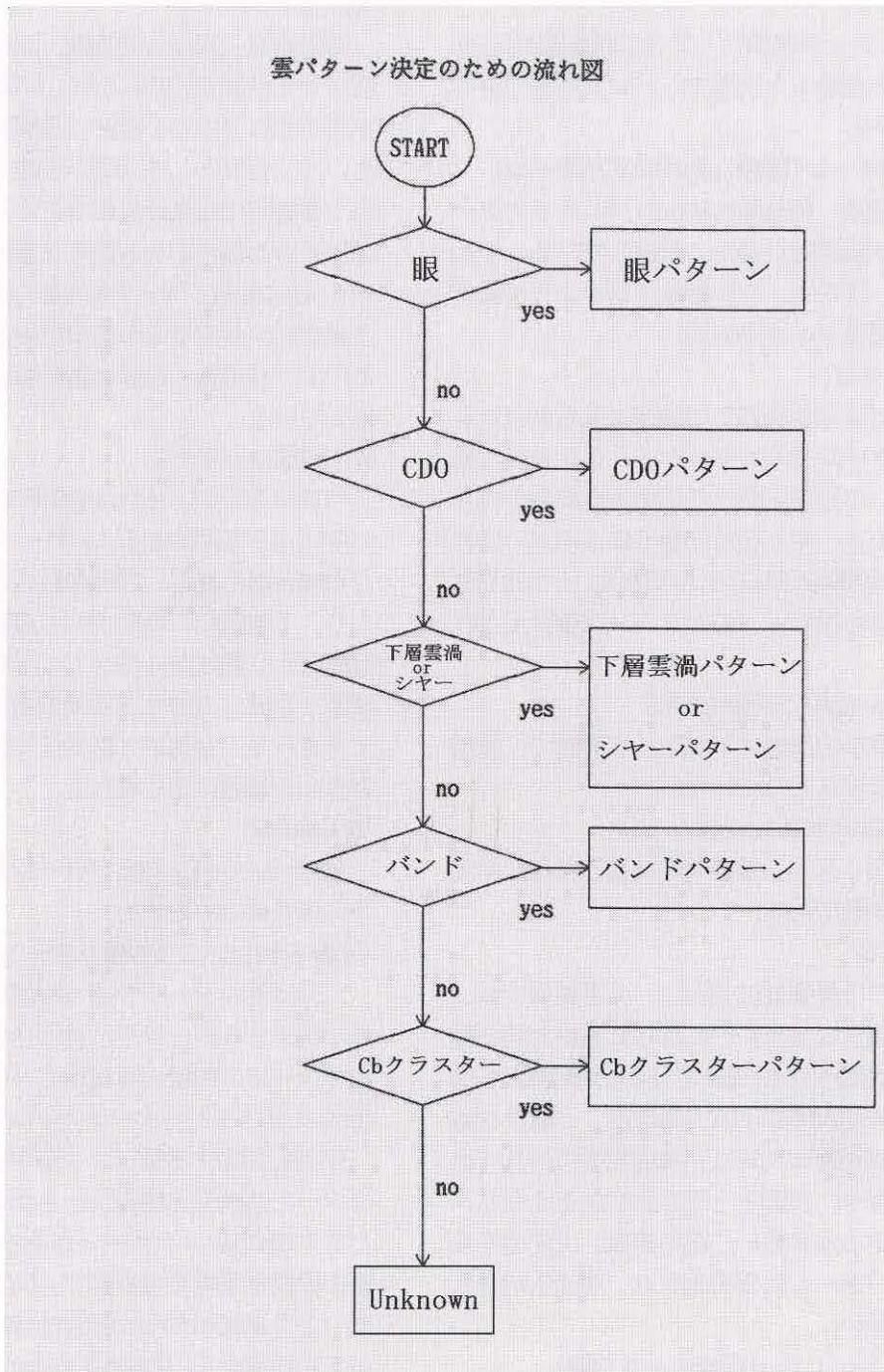


図 3-1-1 雲パターン決定のための流れ図

3.1 雲パターンの特徴

(1) Cb クラスターパターン

台風の発生期に見られ、Cb クラスターの特徴から次の二つのパターンに細分化される。

①Unorganized Cb-Cluster(組織化されていないCb クラスター)

緩い低気圧性循環を伴った Cb クラスターが中心付近に散在している。

②Organized Cb-Cluster(組織化されたCb クラスター)

Cb クラスターが組織化して比較的回転中心も明瞭、①より発達した状態で、バンドパターンへの移行期にある。

(2) バンドパターン(湾曲したバンドパターン)

台風の発達期、衰弱期に見られ、Cb クラスターパターンより組織化が進み、発達している。中心を示唆する、または、中心を取り巻くような曲率を持った対流雲バンドがある。

(3) CDO パターン

台風としてかなり発達した段階に見られ、Cb クラスターパターンやバンドパターンよりさらに発達している。中心を示唆する低気圧性曲率を持った雲バンド上に、中心を取り巻くほぼ円形の濃密な雲域(CDO)が形成されたものである。その境界や形の明瞭度から次の二つのパターンに細分化される。

①Indistinct CDO(不明瞭なCDO)

CDO の境界が全般的に不規則か不明瞭で、雲頂表面も一様なキメをしていない。

②Distinct CDO(明瞭なCDO)

CDO の少なくとも一端が明瞭な縁を持つ。①より発達した状態である。

(4) 眼パターン

台風としての最盛期に見られ、赤外面像では、眼は冷たい濃密な雲域の中に見られる相対的に暖かい部分で表現される。眼の大きさは通常直径20~200km で発達段階によって異なる。一般に台風の眼は、形成初期に大きく、発達するにつれて小さな円形となり、衰弱とともに再び大きくなり、楕円形となることが多い。眼の形状、大きさから次の四つのパターンに細分化され、順に①が最も強く、④が弱い。

①Distinct Small Eye(明瞭な小さな眼)

直径が40km以内の小さな眼。

②Distinct Large Eye(明瞭な大きな眼)

直径が40kmを超える大きな眼。

③Ragged Eye(不規則な眼)

眼を形成している雲の壁が不規則な形状をしている。または眼の中に別の雲を含んでいる。

④Banding Eye(バンド状眼)

中心を一周以上取り巻く雲バンドがあり、眼を形成している。

(5) 下層雲渦かシヤーパターン

①シヤーパターン

台風の発生期から発達期、及び衰弱期に風の鉛直シヤーが大きい時に現れ、下層雲列の曲率により決定される中心と濃密な雲域がずれている場合をいう。台風としては弱い状態で、これが強まると下層雲列は低気圧性曲率を増して同心円状に並び、その曲率の中心が濃密な雲域の縁に接近していく。逆に鉛直シヤーの影響が次第に強まる時は、下層雲列の曲率中心が濃密な雲域から離れていく。このような場合、台風は衰弱傾向にあることを示唆している。

②下層雲渦パターン

台風の発生期、または衰弱期に見られ、下層雲のみによる雲渦である。シヤーパターンと比べて、さらに台風が衰弱して風の鉛直シヤーの影響が強まり、下層雲列の曲率中心が濃密な雲域から比較的離れた位置にある場合で、下層渦の中心付近に濃密な雲域が点在する程度の場合もこのパターンに含まれる。台風から熱帯低気圧、温帯低気圧に衰弱する過程に多く現れる。

(6) Unknown

(1)から(5)のどの雲パターンとも一致しない場合にはUnknownとする。

(7) 紛らわしい二つの雲パターンについて

二つの雲パターンで迷った場合は、その時の状況で判断するが、以下に特に迷う雲パターンについて、一応の判断の目安を述べる。

①Cb クラスターパターンとバンドパターン

中心を指向する雲バンドが中心付近のCb クラスターと連続性を持っているか否かで判断する。バンド状のCb クラスターがあっても、その曲率は緩い循環を示唆する程度で、中心付近のCb クラスターとも連続性がない場合はCb クラスターパターンを採用する。連続性を持つCb クラスターの雲バンドが中心を示唆する曲率を持っている、また

は、中心付近の循環を示唆する曲率を持っている場合はバンドパターンを採用する。また、中心を示唆するCbクラスターの雲バンドが、動画によって比較的持続性が認められる場合でも、バンドパターンと判断する。

②バンドパターンとCDOパターン

中心付近の円形度を持ったCbクラスターが持続性を持っているか否かで判断する。台風を中心付近で円形度を持ったCbクラスターが発達しても、持続性がない場合はバンドパターンを採用する。中心を内包するCbクラスターが円形度を持ち、比較的持続性があると認められた場合には、CDOパターンを採用する。

③Ragged EyeパターンとBanding Eyeパターン

眼が不明瞭な場合に判断が難しくなるが、CDOがあるか否かで判断する。中心付近の濃密な雲域にほとんど隙間がなく、CDOと認められればRagged Eyeパターンを採用する。中心付近の濃密な雲域に、隙間を伴ったバンド構造が一周以上見られるような場合は、Banding Eyeパターンを採用する。

3.2 典型的な雲パターンの事例

(1)Cbクラスターパターン

中心を指向している対流雲列が見られる場合には、この曲率から中心が決定できる。しかし、Cbクラスターパターンは、熱帯低気圧としてまだ十分に発達していない段階であり、中心を明確に示唆する雲列や下層雲渦がないことが多いため、静止画像のみで中心を決めることは困難である。このような場合でも、雲画像の動画から回転中心がわかることがあり、中心推定に有効である。また、動画による回転中心がわからない場合には、中心を示唆していると思われる最も雲頂高度の高いCb付近や熱帯低気圧の上層発散に伴って、中心付近のCbクラスターから吹き出しているCiの曲率から、中心が推定できる場合がある。

①Unorganized Cb-Cluster

(a)図3-2-1は2003年1月23日06UTCの赤外面像と可視画像である。この事例では、まだ台風の強さに達していない。雲域内には緩やかな曲率を持ったCbクラスターが見られるが、この曲率から熱帯低気圧の中心は決められない。しかし、動画での対流雲の動きから中心を決定することができる。

(b)図3-2-2は2002年10月26日03UTCの画像である。この事例も、まだ台風の強さに達していない。図から中心を指向している対流雲列が見られるが、この対流雲列は中心付近への巻き込みが弱く、この曲率のみでは中心推定の精度があまりよくない。しかし、動画を併用することにより、中心を決定することができる。

②Organized Cb-Cluster

(a)図3-2-3は2003年4月12日06UTCの台風第2号の画像である。台風としてやや組織化が進み、中心を指向している二つの対流雲列が見られる。二つの対流雲列の曲率と中心付近のCbクラスターが低気圧性の回転を示しているため、これらを基に台風の中心を決定できる。

(b)図3-2-4は2002年6月29日00UTCの台風第6号の画像である。Cbクラスターの組織化が進み、可視画像からはバンドパターンにも見えるが、赤外面像ではまだ明瞭な雲バンド構造は見られない。バンドパターンへの移行期にあるといえる。中心を指向している対流雲列の曲率から、中心を決定する。

次項からの図で用いる記号の説明

☉ : 眼のない台風(台風に発達する前の熱帯低気圧を含む)の中心

☉ : 眼のある台風の中心

AA : 雲バンド軸 または 対流雲列

☙ : メソβスケールの下層渦

(眼パターンは中心が明瞭なため、中心を示す記号を省略)

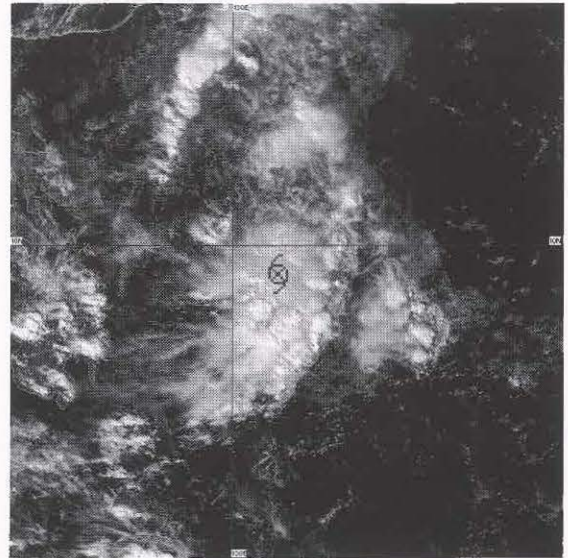
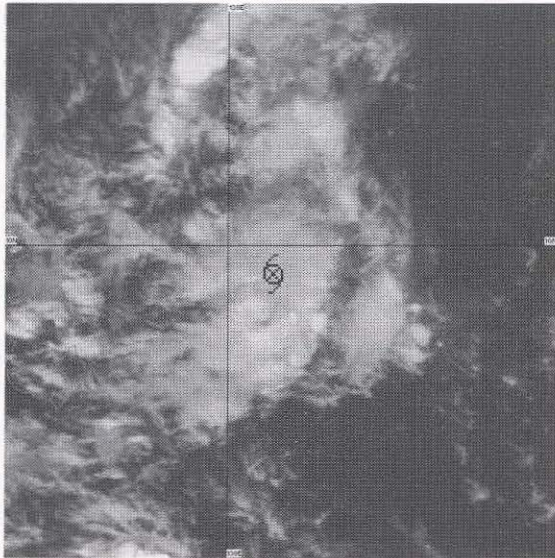


図 3-2-1 Unorganized Cb-Cluster パターン(a) 赤外画像(左)と可視画像(右)

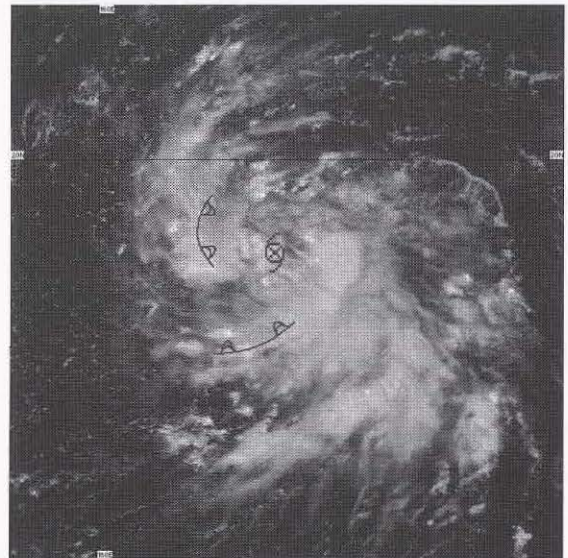
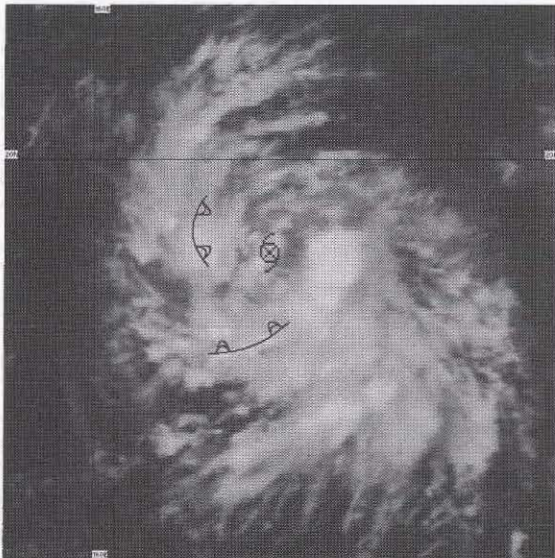


図 3-2-2 Unorganized Cb-Cluster パターン(b) 赤外画像(左)と可視画像(右)

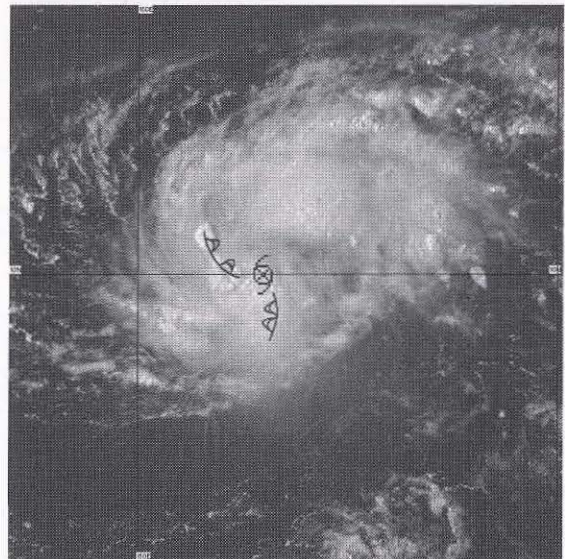
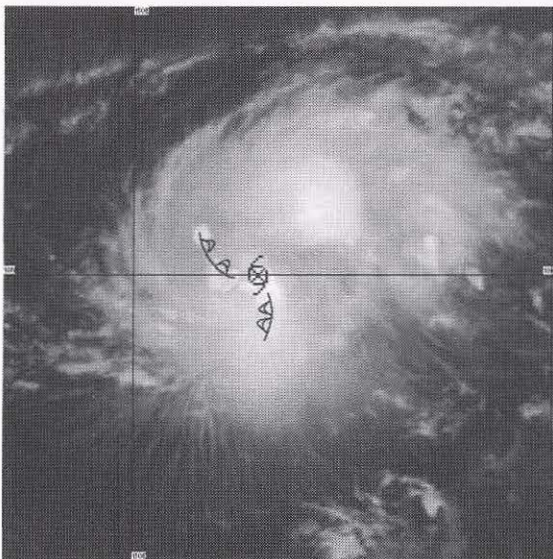


図 3-2-3 Organized Cb-Cluster パターン(a) 赤外画像(左)と可視画像(右)

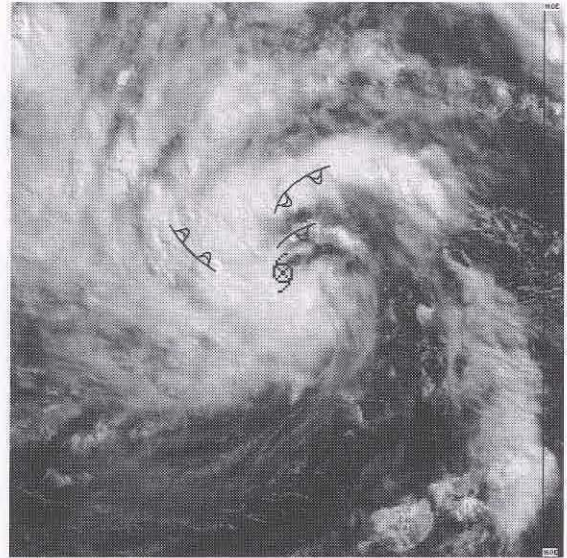
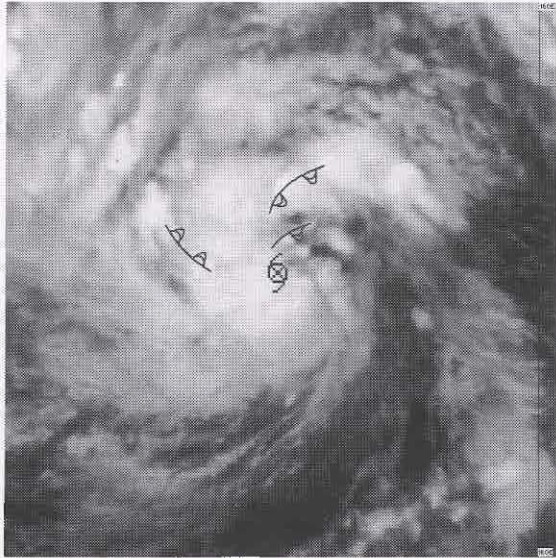


図 3-2-4 Organized Cb-Cluster パターン(b) 赤外画像(左)と可視画像(右)

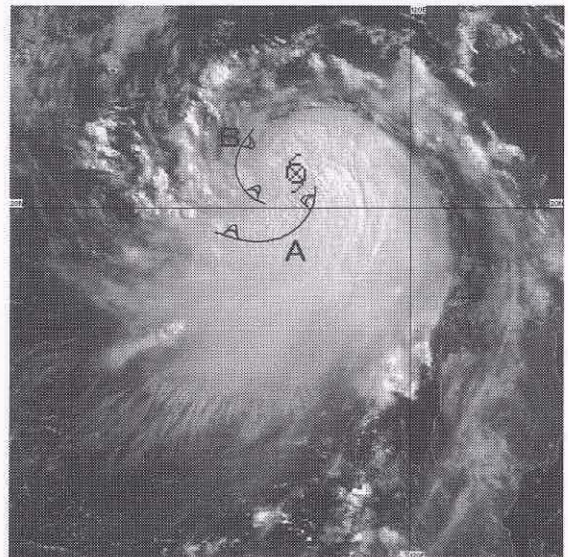
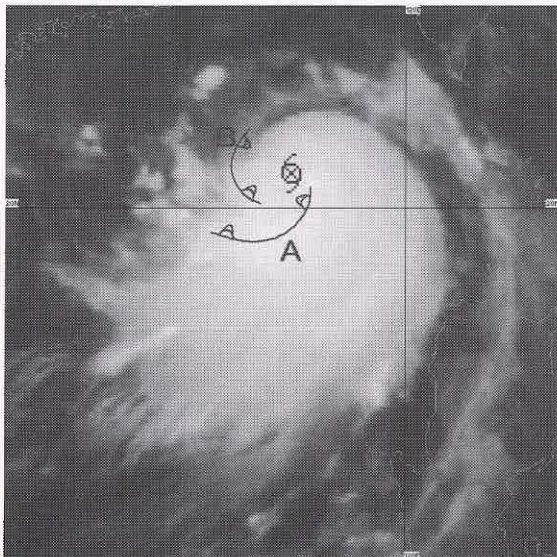


図 3-2-5 バンドパターン(a) 赤外画像(左)と可視画像(右)

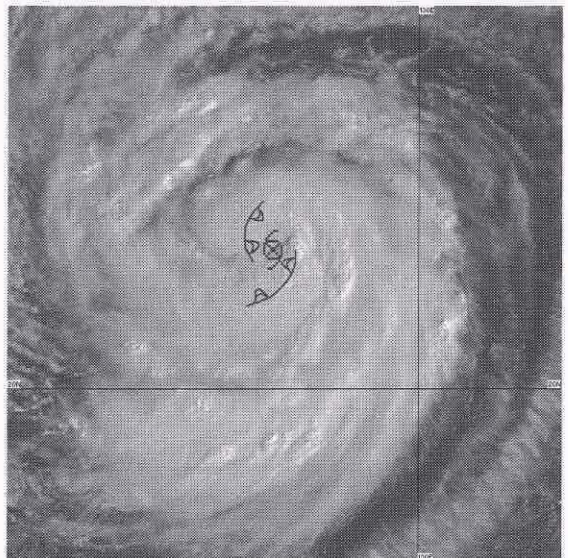
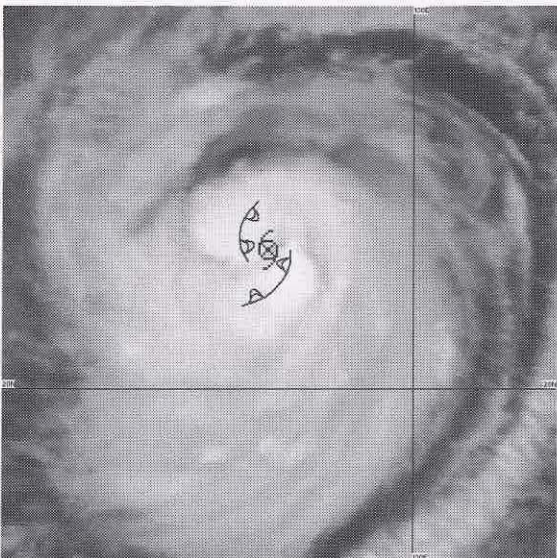


図 3-2-6 バンドパターン(b) 赤外画像(左)と可視画像(右)

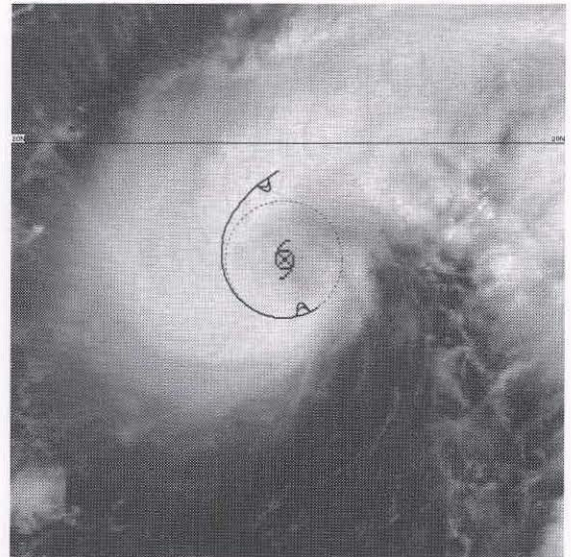
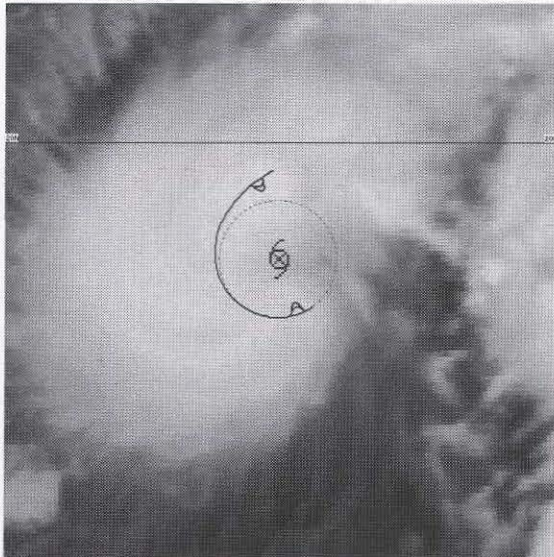


図3-2-7 バンドパターン(c) 赤外画像(左)と可視画像(右)

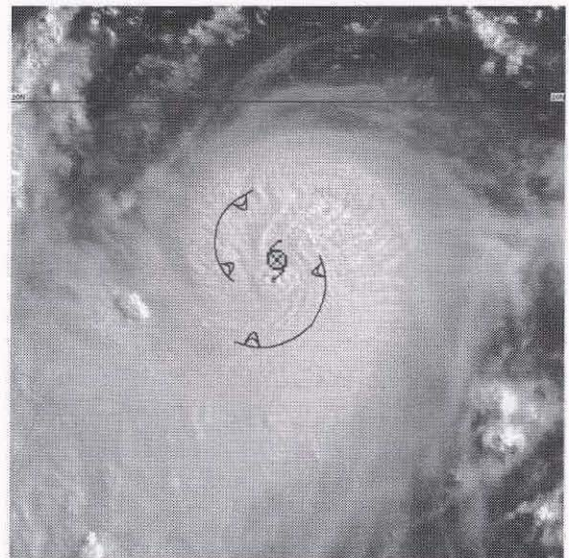
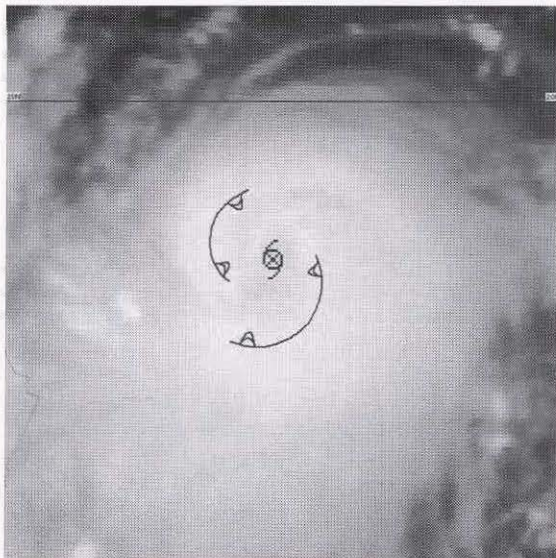


図3-2-8 Indistinct CDO パターン 赤外画像(左)と可視画像(右)

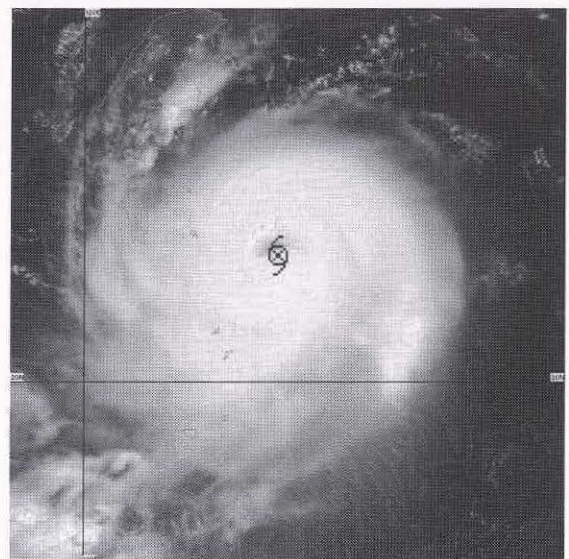
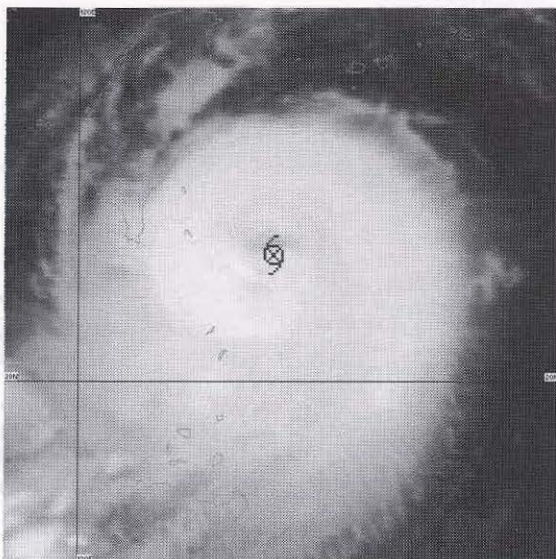


図3-2-9 Distinct CDO パターン(a) 赤外画像(左)と可視画像(右)

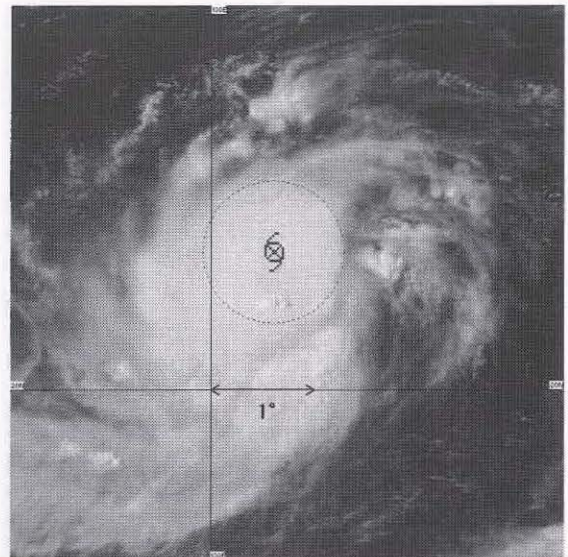
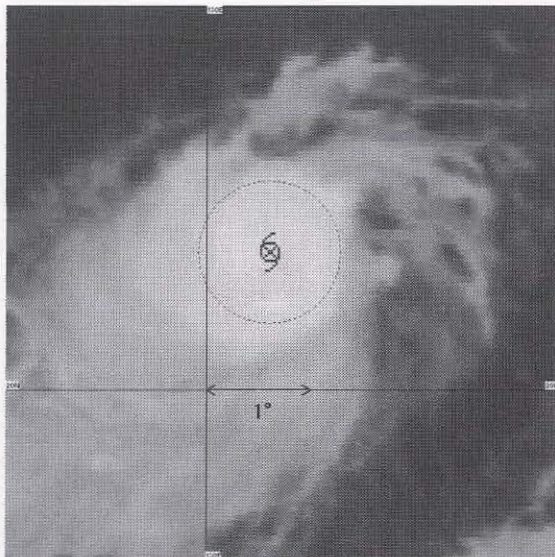


図3-2-10 Distinct CDO パターン(b) 赤外画像(左)と可視画像(右)

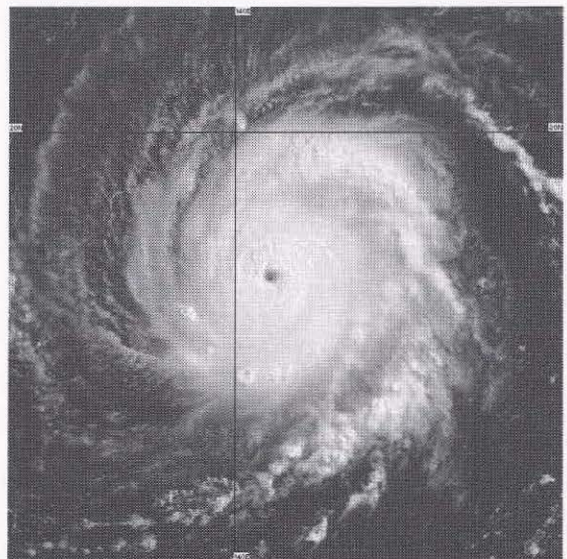
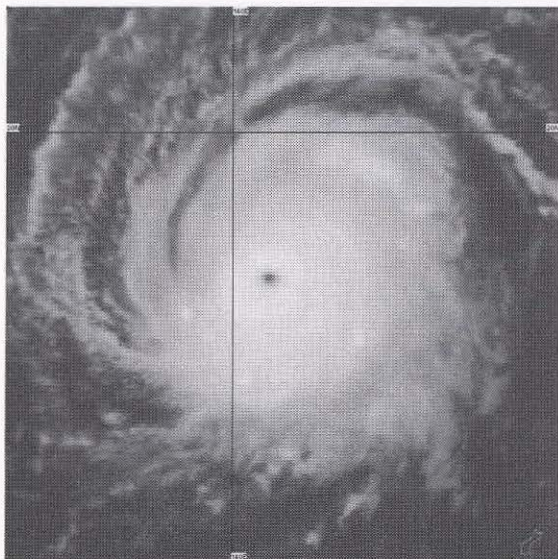


図3-2-11 Distinct Small Eye パターン 赤外画像(左)と可視画像(右)

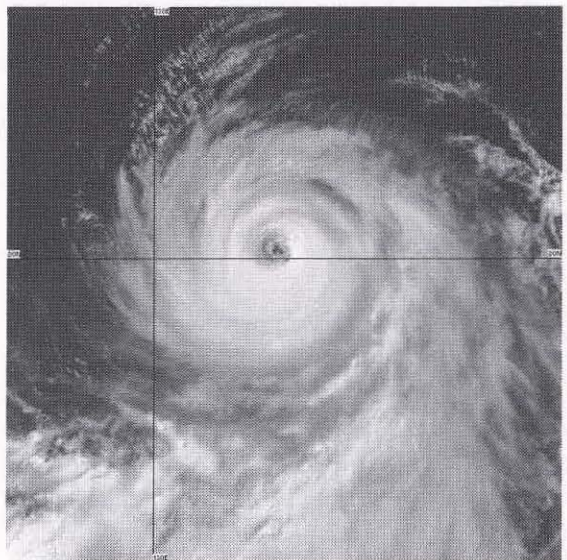
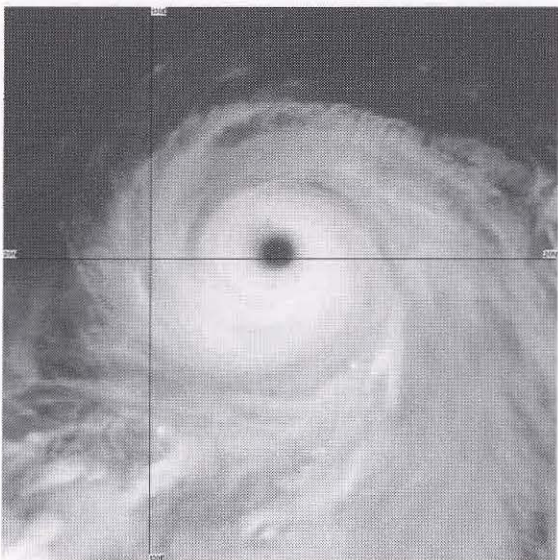


図3-2-12 Distinct Large Eye パターン 赤外画像(左)と可視画像(右)

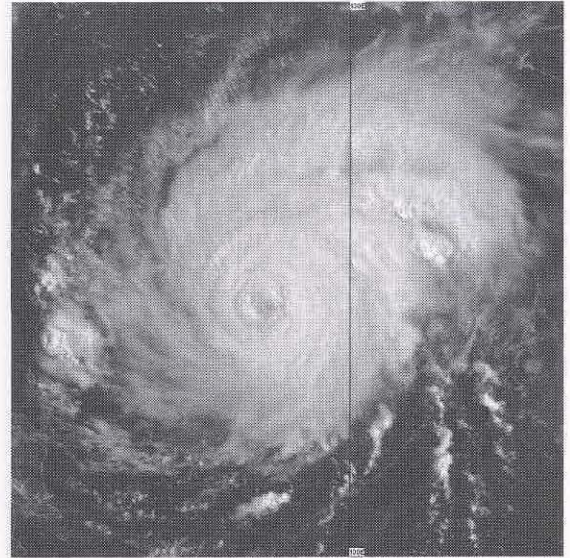
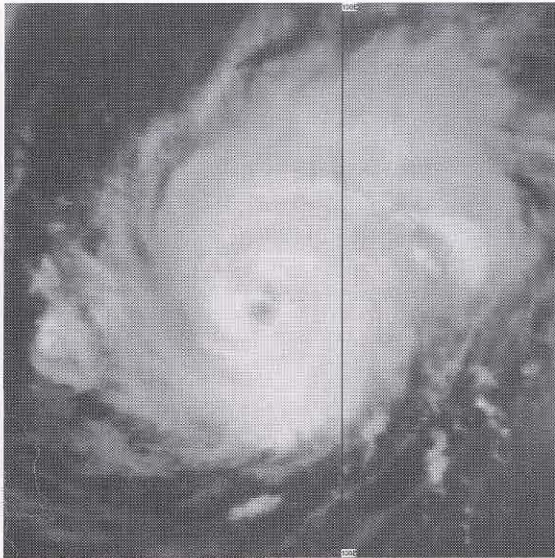


図3-2-13 Ragged Eye パターン 赤外画像(左)と可視画像(右)

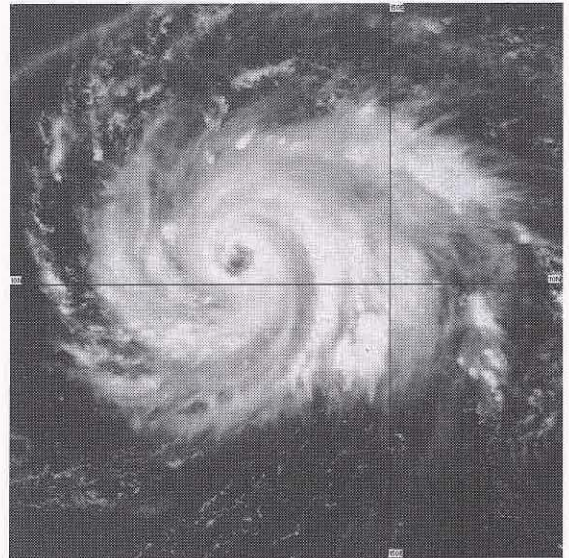
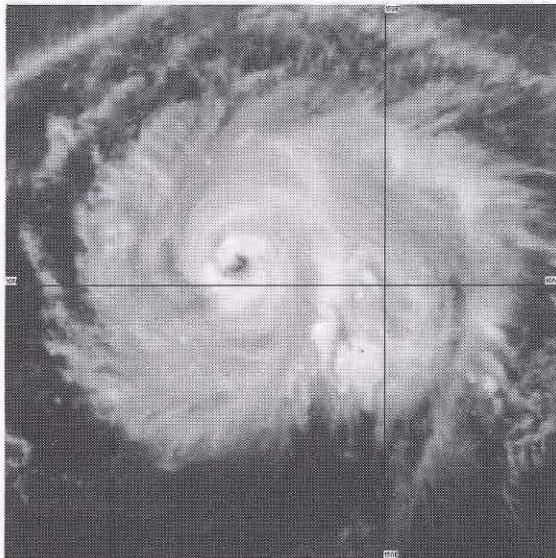


図3-2-14 Banding Eye パターン 赤外画像(左)と可視画像(右)

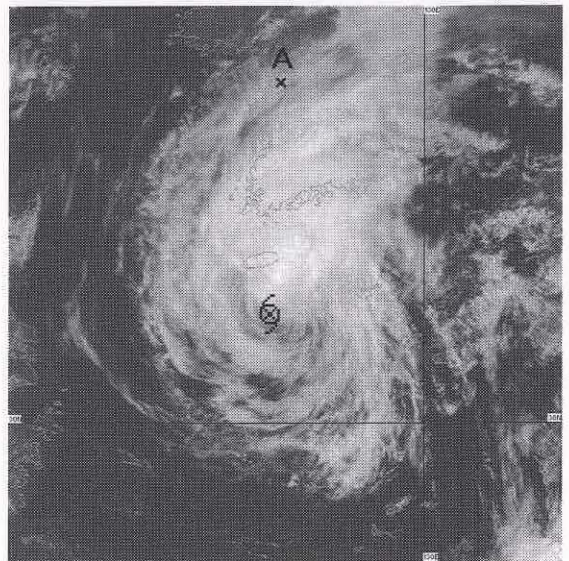
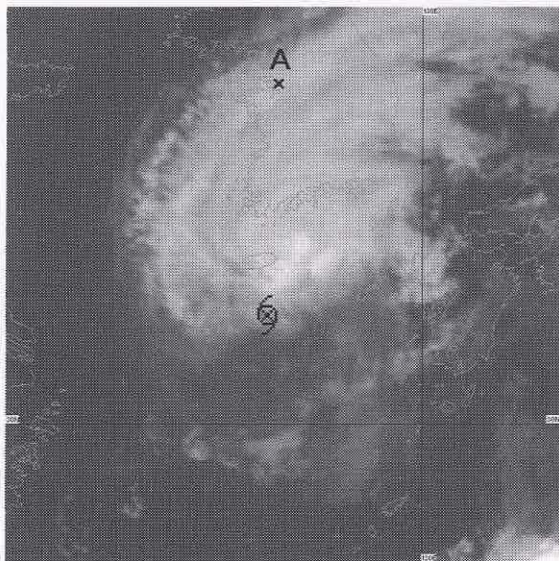


図3-2-15 シヤーパターン 赤外画像(左)と可視画像(右)

(2) バンドパターン

中心を指向する湾曲した雲バンドの曲率から決定する。考えられる中心の位置付近に対流雲列の併合がある場合は、併合点を台風中心とする。また、湾曲した雲バンドがコンマ状に巻き込んでいる場合には、台風中心は雲バンドの反時計回りの終わり(コンマの頭)の部分の雲バンドの内縁付近に位置する。

(a) 図3-2-5は2001年7月24日00UTCの台風第7号の画像である。赤外画像ではあまり明瞭ではないが、可視画像を見ると厚い雲域の中に曲率を持った雲バンド(A)が明瞭にわかる。また、可視画像で北西からの対流雲列(B)の入り込みも見られる。これらの中心を指向する雲バンドと対流雲列の曲率から中心を決定する。

(b) 図3-2-6は2001年10月15日00UTCの台風第21号の画像である。中心を指向する二つの巴状雲バンドの曲率から決定する。

(c) 図3-2-7は2002年8月24日00UTCの台風第15号の画像である。中心を指向する雲バンドが明瞭に見られるが、まだ一周以上していないため、Banding Eye パターンではない。中心はこの雲バンドの最も曲率が大きい部分に内接する破線円の中心に決定できる。

(3) CDO パターン

小さなCDO($\leq 1.5^\circ$)の場合はCDOの中心を台風中心とする。大きなCDO($> 1.5^\circ$)の場合はCDOから吹き出すCiの弧によって、あるいはCDOの中より雲頂高度の高いCb付近に決定できる場合がある。また、形成されつつある眼、消滅後の眼の痕跡は有力な根拠である。

① Indistinct CDO

図3-2-8は2001年7月28日00UTCの台風第8号の画像である。可視画像からCDOの雲頂部が白く滑らかに見えるが、境界が不明瞭である。CDOは中心に巻き込むバンドの形状を残しているため、二つのバンドの曲率から中心を決定する。

② Distinct CDO

(a) 図3-2-9は2001年7月29日03UTCの台風第8号の画像である。可視画像からCDOの雲頂部が白く滑らかに見え、一端が明瞭な縁を持っているのがわかる。中心は形成されつつある眼に決定する。

(b) 図3-2-10は2002年7月24日06UTCの台風第11号の画像である。破線円で示される小さな

CDO($\leq 1.5^\circ$)のため、CDOの中心を台風中心とする。

(4) 眼パターン

眼(明瞭な小さな眼、明瞭な大きな眼、不規則な眼、雲バンドで形成された眼)の中心、または眼の壁雲の一部で示される曲率中心を台風中心とする。眼の中の雲や細かな下層雲渦にとらわれてはならない。

① Distinct Small Eye

図3-2-11は2002年5月19日00UTCの台風第3号の画像である。CDOの中に明瞭な小さな眼を形成しているため、中心はこの眼の中心に決定する。

② Distinct Large Eye

図3-2-12は2002年7月13日06UTCの台風第7号の画像である。CDOの中に明瞭な大きな眼を形成しているため、中心はこの眼の中心に決定する。

③ Ragged Eye

図3-2-13は2003年4月19日00UTCの台風第2号の画像である。CDOの中に不明瞭ではあるが、眼を形成しているため、中心はこの眼の中心に決定する。

④ Banding Eye

図3-2-14は2003年4月14日03UTCの台風第2号の画像である。雲バンドは中心に向かって渦状に巻き込んでいるため、中心は雲バンドで形成された眼の中心に決定する。

(5) 下層雲渦かシャーパターン

① シャーパターン

下層雲渦の中心がわかる場合は、この中心を台風中心とする。また、下層雲渦の中心がわからない場合には、中心を示唆する対流雲列や下層雲列の曲率から決定する。

図3-2-15は2002年7月26日06UTCの台風第11号の画像である。赤外画像では中心を示唆する下層雲列が明瞭に見られないため、赤外画像のみで中心を決定することは難しい。しかし、可視画像では、低気圧性に湾曲した下層雲列が明瞭にわかり、やや不明瞭だが下層雲渦の中心が特定できる。中心はこの下層雲渦の中心に決定する。

赤外画像から台風中心の北東側にCbを含む濃密な雲域が見られ、可視画像では下層の渦循環が取り残されているのがわかる。台風に巻き込む風

の影響を受けていないと思われる図中A ×印 (OSAN) の高層観測実況を図3-2-16に示す。図から400hPa付近を境にそれより下層では南東風、上層では南西風で、400hPa付近では南東の風が10ktに対して、150hPa付近では南西の風50ktが観測されており、上層と下層の鉛直シヤーが大きいことがわかる。このため、中心(下層雲渦)は濃密な雲域の風上側(南側)に位置していると考えられる。シヤーパターンは、このように風の鉛直シヤーが大きい場合に現れる。

②下層雲渦パターン

下層雲渦パターンは下層渦が明瞭なため、中心は下層雲渦の中心に決定する。

図3-2-17は2003年4月23日06UTCの台風第2号の画像である。赤外面像から中心の北東側にCb域(A)が見えるが、Cb域の規模が小さいのでシヤーパターンではなく、下層雲渦パターンとする。中心は下層雲渦の中心に決定できる。

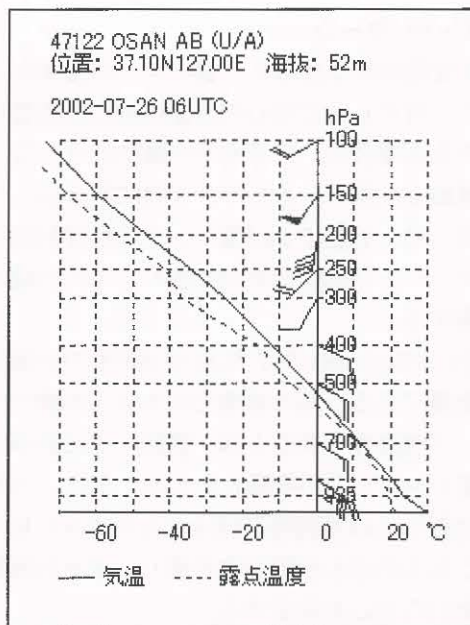


図3-2-16 A地点(OSAN)の高層観測実況

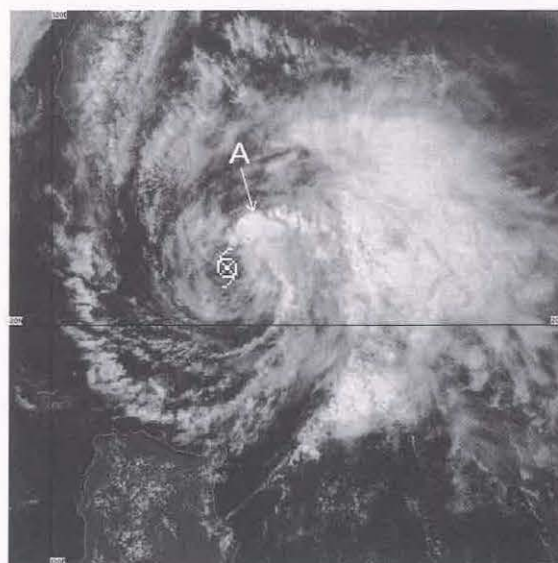
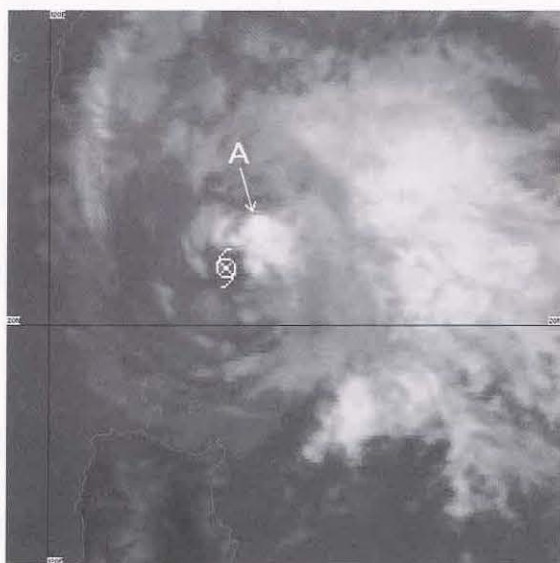


図3-2-17 下層雲渦パターン 赤外面像(左)と可視画像(右)

3.3 判断の難しい事例

(1) 盛衰するCb クラスタ

図3-3-1は2000年8月10日21UTCの台風第9号の画像である。盛衰するCbを台風中心として追跡すると台風の経路Bのように蛇行した解析になる。台風が進行方向を大きく変える状況として、転向点付近に差しかかった場合と動きが遅くなって迷走している場合とが考えられる。この例のように、台風が順調に進んでいる場合には、蛇行することは考えにくい。Cb クラスタパターンでは、Cb が盛衰を繰り返す場合が多いため、Cb の発生源をそのまま台風中心として追跡する時には注意が必要である。Cb の盛衰を考慮して再解析した結果が、台風の経路Aである。

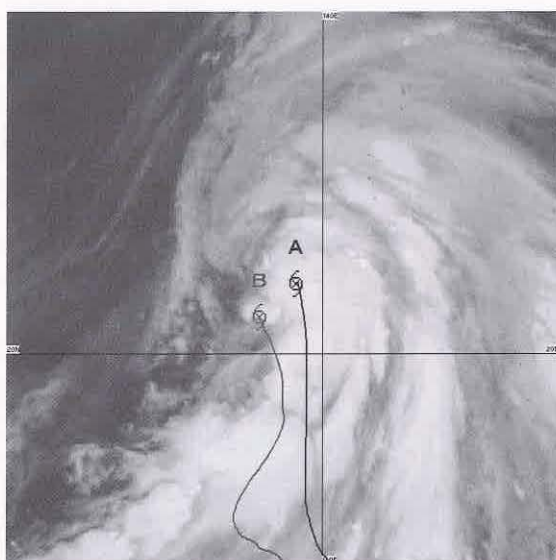


図3-3-1 盛衰するCb クラスタ 赤外面像

(2) 眼の中に見られる小さな下層渦

図3-3-2は2002年8月30日01UTCの台風第15号の画像である。赤外面像からはわからないが、台風の眼を拡大した可視画像では、大きな眼の中に小さな下層渦が四つ(☁ : a, b, c, d)見える。台風の眼が大きな場合には、眼の中に小さな下層渦ができることがあるが、これを台風中心とはせず、大きな眼の中心(☉ : A)を台風中心に決定する。

(3) 複数のβ渦

図3-3-3は2000年8月28日03UTCの台風第12号の画像である。可視画像からメソβスケールの下層渦(☁ : a, b)が見えるが、台風の大きな循環

の中でできた持続性のない小規模な渦と考えられる。また、全体の回転中心とメソβスケールの下層渦の位置が離れているため、この渦の中心を台風中心とは決定できない。この事例では、湾曲した雲バンドがコマ状に巻き込んでいるため、中心は雲バンドの終わりの内縁付近に位置し、A(☉)に中心が決定できる。

(4) 夜間のシャーパターン

台風が中緯度帯まで北上すると、次第に偏西風による鉛直シャーの影響を受けるようになる。その結果、これまで中心構造を形成していた活発な対流雲を含む背の高い雲域と下層の渦循環とが分離してしまう現象が起きる。シャーパターンはこのような状況に多く現れ、特に台風から温帯低気圧に変化していく過程で現れやすい。

例えば、眼パターンやCDOパターンから急速に衰弱し、対流雲を含む背の高い雲域の動きが加速している場合や、これまでの移動方向と比べ東よりに流されている場合などは、偏西風の影響を受けていることを示している。このような場合には、台風中心の西側の雲域が次第に消散し、その西縁が南北に直線状に変形してくる特徴を持つことがあり(図3-3-4左側のC)、シャーパターンへの変化の前兆として捕らえることができる。

夜間において赤外面像のみの場合には、中心を示唆する下層雲列が見えないことが多く、活発な対流雲を含む背の高い雲域を雲システム中心として追跡してしまい、大きな誤差を生じることがある。今までの経路からの外挿位置と突然大きくずれる時は、十分な注意が必要である。また、地上気象実況や気象レーダー、QuikSCAT衛星による海上風データなど他の観測資料を有効に利用して、雲解析から求めた台風中心と観測実況との対応や、赤外面像ではわかり難い下層雲の動きの把握に努める必要がある。図3-3-4は2002年10月1日18UTCの台風第21号の画像である。この事例では、図中B(×)の背の高い雲域を中心として追跡してしまいがちだが、地上気象実況(図3-3-4右側)からはA(☉)付近に中心が解析できる。

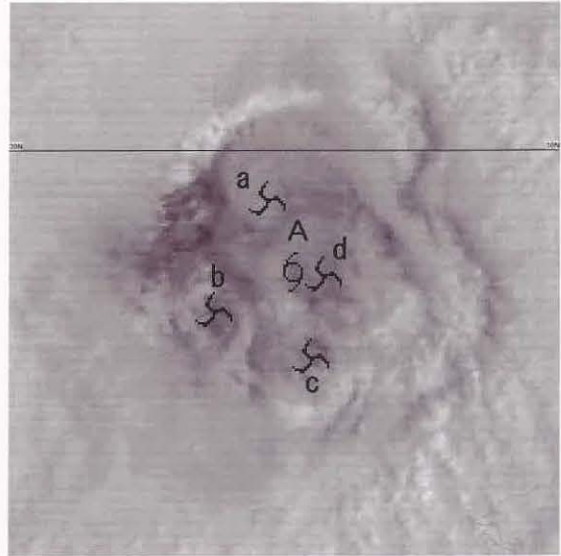
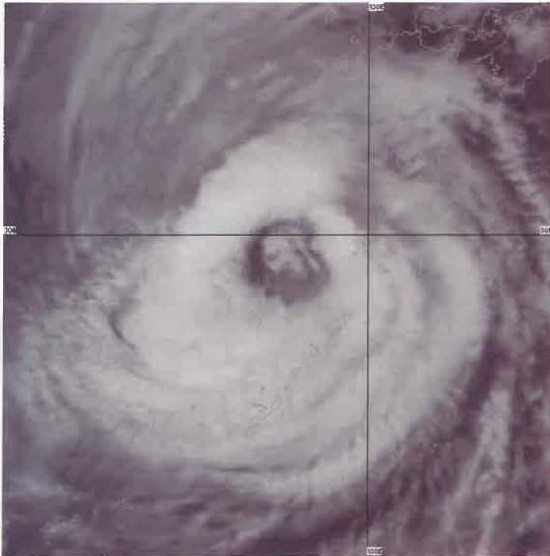


図3-3-2 眼中に見られる小さな下層渦 赤外画像(左)と眼を拡大した可視画像(右)
 ♪はメソβスケールの下層渦を示す

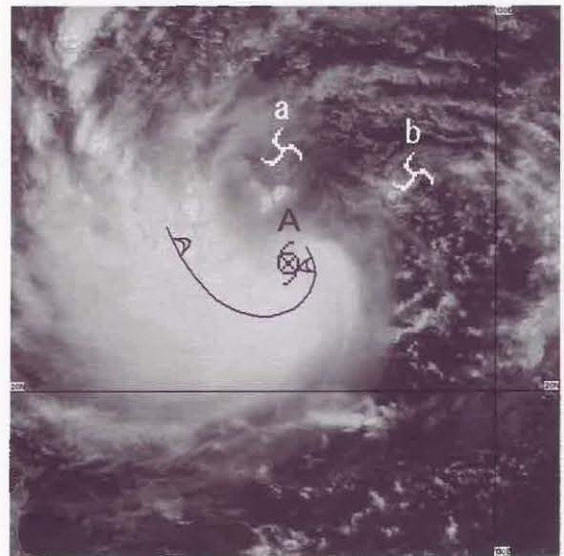
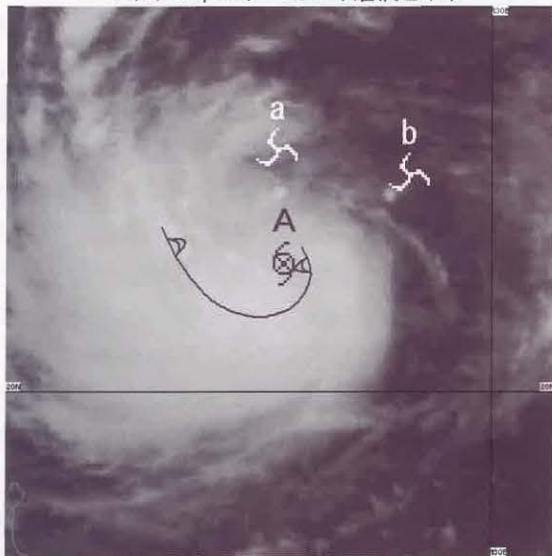


図3-3-3 複数のβ渦 赤外画像(左)と可視画像(右)

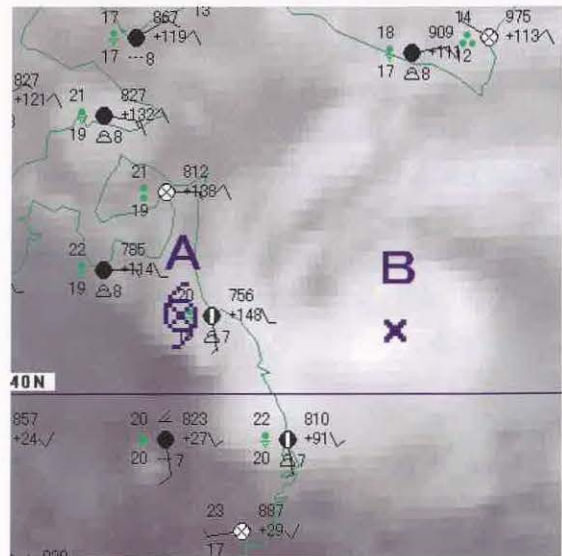
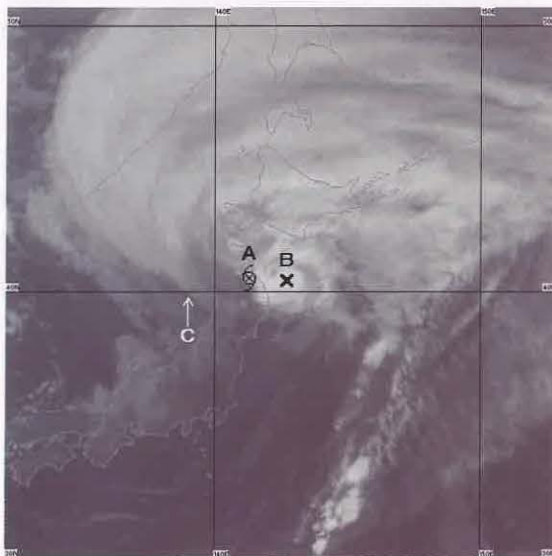


図3-3-4 夜間のシャープパターン 赤外画像(左)と地上観測実況との対応(右)

3.4 中心位置推定精度と雲システムサイズ

衛星画像から推定した熱帯低気圧の中心位置・強度などの特性は、WMO(世界気象機関)で定めたSAREP(Code for REPorting synoptic interpretation of cloud data obtained by meteorological Satellite: 気象衛星資料実況通報式)で、国内・国外の気象機関へ通報されている。SAREPには熱帯低気圧の特性を表す要素として、中心位置推定精度と雲システムサイズも含まれる。

(1) 中心位置推定精度

熱帯低気圧の雲パターンによる中心位置推定精度を調査した結果(萩原, 1984)によると、SAREPで通報された台風中心位置と気象庁で後日最終決

定した中心位置(ベストトラック)とは、熱帯低気圧の強度に応じた雲パターンによって、中心精度が大きく変わることがわかった。このように台風の中心位置推定精度の解析は、雲パターンと密接な関係があり、根拠をもって中心を推定できる範囲として、台風の雲パターンによって測定方法が決められている(図 3-4-1)。但し、中心を推定する根拠が不確かな場合には、不明とする。

中心位置推定精度とは複数個の台風中心が推定される場合に、中心がほぼ90%含まれると予想される範囲を円の直径で表わしたものである。



図 3-4-1 中心位置推定精度の測定(+は台風中心を示す)
 台風の雲パターンによって測定方法が決められており、矢印で挟まれた部分で中心位置推定精度を測定する

(2) 雲システムサイズ

雲システムサイズとは、台風の中心を取り巻いて連続して存在する濃密な雲域を円形にまとめた場合の円の直径である。下層雲渦パターンのように、中心付近に濃密な雲域がない場合には、雲システムサイズを不明(Unknown)とする。

図3-4-2は、バンドパターンの雲システムサイズ

を測定した例である。図中の破線円の直径が雲システムサイズになる。また、図3-4-3は、Cbクラスターパターンの例である。この例では濃密な雲域(A)を雲域の隙間(B)に埋め込み、濃密な雲域を破線円のような円形にまとめて、雲システムサイズを測定する。

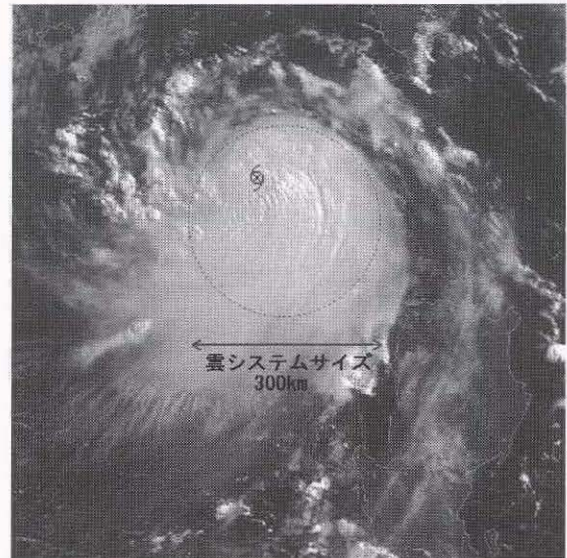


図3-4-2 雲システムサイズの測定(バンドパターン) 赤外画像(左)と可視画像(右)

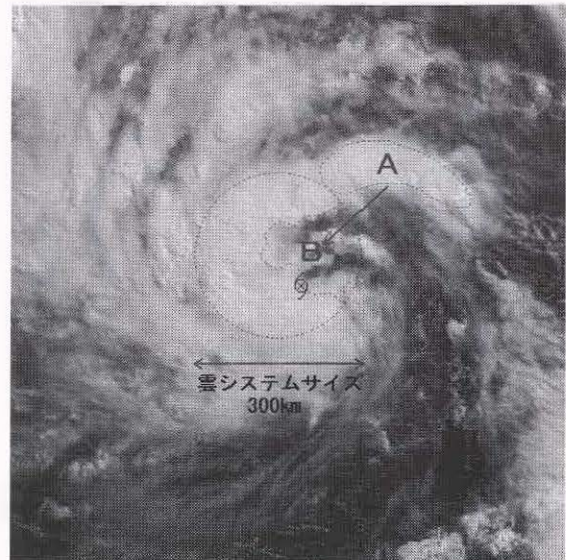
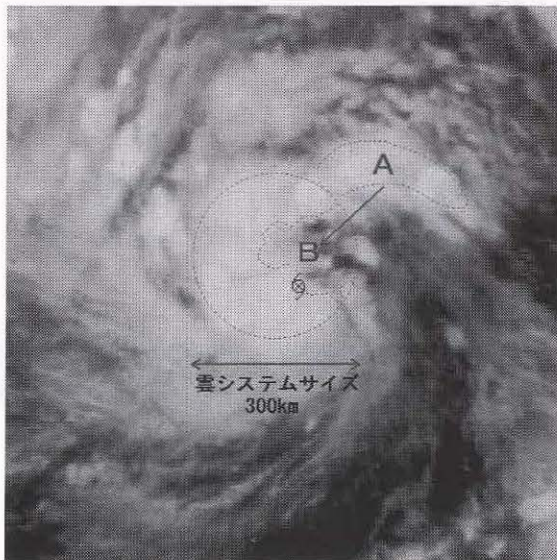


図3-4-3 雲システムサイズの測定(Cbクラスターパターン) 赤外画像(左)と可視画像(右)

台風の名前

外国では一般に台風やハリケーンを番号ではなく名前で呼んでいる。印象に残る台風、例えば被害の大きいもの、最低気圧を記録したものは台風の名前で記録に残るようである。日本は番号で残ることが多く(台風第**号)、いささか記憶に残りにくいと思われる。そこで2000年から台風名が英名だけでなく、台風に関わる国々が命名した名前を使うようになったのを機に、名前で見えることをお奨めしたい。各国の台風名(表 C-5)は固有名詞あり、抽象名詞あり、普通名詞ありと多種多彩でお国柄が伺われる。2000年の台風第1号には表 C-5 の第1列目第1行のダムレイが使われた。以下第1列から第5列の名前を順に使ひ、第5列が終わったら振り出しのダムレイに戻ることになる。

ところがこの順番がずれることがある。2002年は太平洋中央部で発生したハリケーン2個が、日付変更線を越えて北西太平洋に入り台風となった。台風第17号と第24号である。それぞれの名前はエレ(ELE)とフーコ(HUKO)であるが、これらは表 C-5 のどこにもない。これはハリケーンの時ついた名前が台風となっても継続するからである。この時、表 C-5 の名前と台風番号の対応も1つ飛ぶことになる。つまり第3列目の台風シンラコウの台風番号は0216でハグピートは0218、メイサークは0223でハイシェンが0225となった。ハリケーン2個が越境して台風になるのは1951年以来初めてで、通常は年に1個越えるかどうかである。あまりないことなので、これらを解析する時に名前の付け方やや混乱することがある。(菊池 明弘)

表 C-5 台風の名前

| 提出国/地域 | 台風の呼名一覧表 (2002.01.01改訂) | | | | | | | | | | | |
|--------|-------------------------|--------|----------|-----------|--------|------------|----------|-------|-------------|----------|--------|---------------|
| | 呼名 | 片仮名読み | 意味 | 呼名 | 片仮名読み | 意味 | 呼名 | 片仮名読み | 意味 | 呼名 | 片仮名読み | 意味 |
| カンボジア | Damrey | ダムレイ | 象 | Kongreay | コンレイ | 伝説の少女の名前 | Nakri | ナクリ | 花の名前 | Kovanh | クロファン | 木の名前 |
| 中国 | Longwang | ロンワン | 龍の王 | Yutu | イートゥー | 長話のうさぎ | Fengshen | フンシェン | 風神 | Dujian | ドゥージェン | つつじ |
| 北朝鮮 | Kinogwi | キロギ | がん(鹿) | Toraji | トラジー | 人知れず咲く美しい花 | Kalmaegi | カルマエギ | かもめ | Maemi | マエミー | せみ |
| 香港 | Katkat | カイトク | 香港(旧空港名) | Man-yi | マンニ | 海獣の名前 | Fung-wan | フンワン | 山の名前(フンワン) | Choi-wan | チョーワン | 彩雲 |
| 日本 | Tembin | テンビン | てんびん(座) | Usagi | ウサギ | うさぎ座 | Kanmuri | カンムリ | かんむり座 | Kopou | コップ | コップ座 |
| ラオス | Bolaven | ボラヴェン | 高原 | Pabuk | パブク | 大きな淡水魚 | Phefong | フンフン | 動物 | Ketsana | ケツナー | 木の名前 |
| マカオ | Chancho | チャンチャー | 真珠 | Wutip | ウーティップ | ちょう(蝶) | Vongfong | フンフン | ずずの蝶 | Parma | パーマ | マカオ料理の名前 |
| マレーシア | Ulatat | ウラタット | 淡水魚 | Sepat | セーパット | 淡水魚の名前 | Rusa | ルサー | しか(鹿) | Mejor | メーロー | ジャスミン |
| ミクロネシア | Ewinier | イーウィニャ | 嵐の神 | Flow | フロー | 花の名前 | Sinlatu | シンラコフ | 伝説上の神 | Nepartak | コバルタック | 有名な戦士の名前 |
| フィリピン | Billa | ビルラ | スピード | Danes | ダナス | 縁結ぶこと | Hagait | ハグピート | むち打つこと | Luait | ルビート | 赤旗 |
| 韓国 | Kaemi | カエミー | 赤い(鐘) | Nari | ナリー | 花 | Changni | チャンニ | ばら | Sudai | スーダエ | かわら石 |
| タイ | Pragbun | プラグブーン | 熊の神 | Wipha | ウィパー | 女性の名前 | Mekkhala | メーカラ | 熊の天使 | Nida | ニダ | 女性の名前 |
| 米國 | Marla | マリア | 女性の名前 | Francisco | フランシスコ | 男性の名前 | Higa | ヒゴス | いちじく | Omaha | オマハ | 街道 |
| ベトナム | Saomai | サオマイ | 宝蓋 | Lekima | レキマ | 果物の名前 | Bavi | パービー | ベトナム北部の山の名前 | Gonson | ゴンソン | 歴史的な観光地の名前 |
| カンボジア | Blopha | ブルーファ | 花 | Krosa | クローサ | 鶴 | Maygak | メイサーク | 木の名前 | Chanthu | チャンスー | 花の名前 |
| 中国 | Wukong | ウーゴン | (孫)悟空 | Haiyan | ハイエン | うみづほめ | Haishen | ハイシェン | 海神 | Dianmu | ディアンム | 雲の母 |
| 北朝鮮 | Sonamu | ソナム | 妹 | Podul | ポドル | やなぎ | Pongsoa | ボンソナ | ほうせんか | Mindule | ミンドル | たんぽぽ |
| 香港 | Shanshan | サンサン | 少女の名前 | Lingling | レンレン | 少女の名前 | Yanyan | ヤンヤン | 少女の名前 | Timatim | ティマティム | 少女の名前 |
| 日本 | Yagi | ヤギ | やぎ座 | Kajiki | カジキ | かじき座 | Kujira | クジラ | くじら座 | Komatsu | コンバス | コンバス座 |
| ラオス | Xangxang | シャンセン | 象 | Faxai | ファクサイ | 女性の名前 | Chan-hom | チャンホン | 木の名前 | Namtheun | ナムセーウン | 川 |
| マカオ | Rebinca | バレンカ | ブリル | Vanel | ヴァーネ | 陽気なつばみ | Linha | リンファ | はす(蓮) | Mabu | マブ | ぬの(珊瑚) |
| マレーシア | Rumbia | ルンビア | ザゴヤツ | Tapah | ターパー | 淡水魚 | Nangka | ナンカー | 果物の名前 | Meranti | メルランティ | 木の名前 |
| ミクロネシア | Soulik | ソーリック | 伝統の音楽称 | Mitag | ミートク | 女性の名前 | Soudalor | ソウドロ | 伝説上の西儀 | Rananim | ラナニム | 「こんちは」 |
| フィリピン | Olanon | シマロン | 野生の牛 | Hagbis | ハグビス | すばやい | Imbudu | インブド | 潮(じょう) | Malakas | マラス | 強い |
| 韓国 | Chobi | チェビー | つばめ(燕) | Noguri | ノグリー | たぬき | Koni | コニー | 鋭く鳴き声をあげる鳥 | Megi | メーギー | 魚 |
| タイ | Durien | ドリアン | 果物の名前 | Ramsesun | ラムスーン | 雷神 | Morskot | モールコト | エメラルド | Chaba | チャバ | ハイビスカス |
| 米國 | Utor | ウトア | スコープライン | Chataan | チャタン | あめ(雷) | Etau | アータウ | 嵐 | Aere | アイレ | 嵐 |
| ベトナム | Trami | チャーミー | 花の名前 | Halong | ハーロン | 海の名前 | Vamco | ヴァムコ | ベトナム南部の川の名前 | Songda | ソングダー | 北西ベトナムにある川の名前 |

※2000年の台風第1号は、第1列目の第1行目(Damrey)を使い、以下順に次の行の呼名を使う。第1列目が終了したら第2列目を使い、以下順に3、4、5列目を使い、5列目が終了すると第1列目に戻る。毎年台風第1号は、前年からの呼名を使う。

第4章 熱帯・亜熱帯の画像に見られる現象

静止気象衛星で熱帯・亜熱帯地方を常時監視していると、熱帯低気圧以外にも色々な現象が見られる。以下にGMS画像で見られた現象で、画像として比較的明瞭な現象をいくつか紹介する。

4.1 雲・水蒸気分布の日変化及び季節変化*

(1) 雲分布に見られる日変化

気象衛星画像を数日間について毎時間の動画などで観察すると、熱帯・亜熱帯の雲分布に日変化があることに気が付く。なかでも降水と密接な関係のある活発な対流雲の分布(雲域の面積と雲頂高度)の日変化は、海洋上と陸上でその現れ方が異なる。雲分布の日変化については、気象衛星による雲画像が利用できる前から、地上での観測により知られていた。

今回、GMS画像の赤外データを用いて東南アジ

アから太平洋中部熱帯域における雲の特性を調査した(詳細省略)。この結果によると、太平洋上は夜間に対流活動が盛んになり、 -80°C 以下のTBBを持つ積乱雲が多く出現する。この強い対流活動は夜間に数回の極大を持ち、この強い対流雲域から外側に向かい雲域が薄くなりながら拡大する。より暖かいTBB値の雲域ほどその面積が極大となる時刻が遅くなる。一方、東南アジア地域(大陸)ではこの様子は異なり、午後から夕方にかけて発生した積乱雲によって冷たいTBB値の面積が極大となる。

また、上田(1981)によると、陸上では、早朝(04LST)に雲頂高度850hPaで雲活動のピークが見られ、時間とともに上へ移り、06~07LSTには500hPaでピークが見られるが、その後のピークはない。その後、15~18LSTにも350~200hPaでピークが見られる。

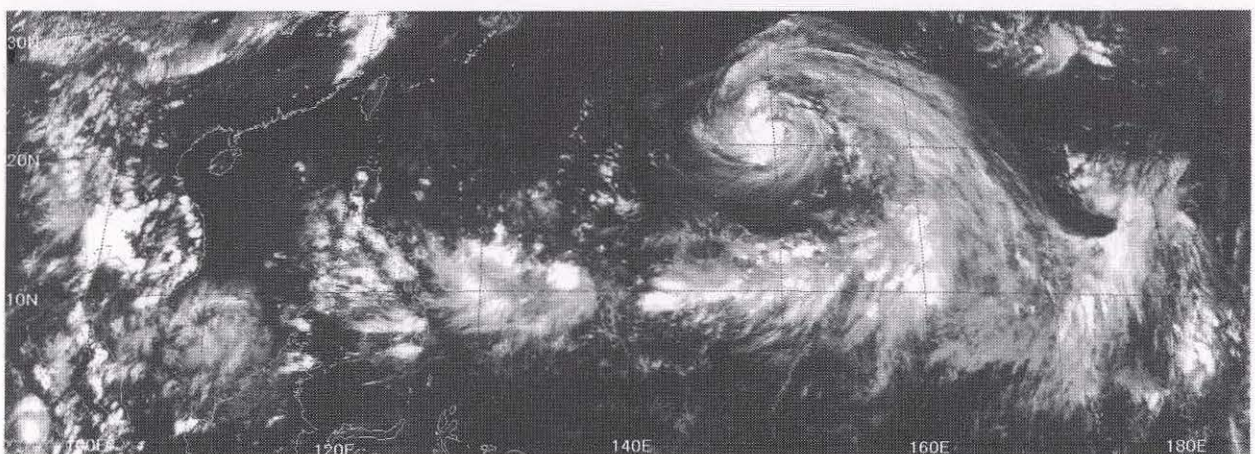
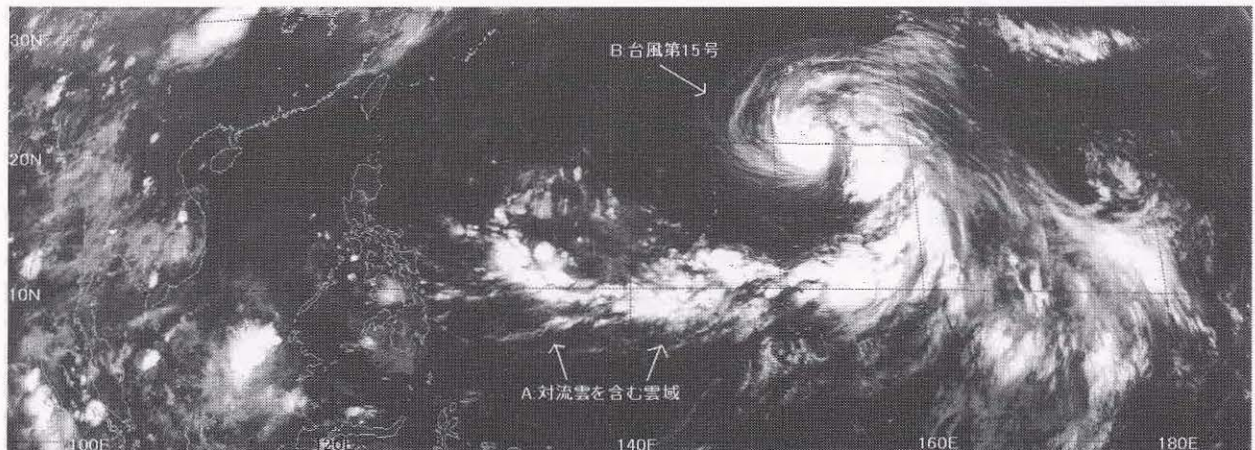


図4-1-1 雲分布の日変化(赤外画像) 上:2002年8月24日21UTC 下:同25日09UTC

*牧野佐知子

この他、衛星画像を用いた過去の調査例はいくつかあり、これらの調査結果から、海洋上においては、対流雲の活動が最大になる時間帯は早朝の06LST頃であり、雲域の面積は最大時には最小時のおよそ1.7倍という調査もある(Browner *et al.*, 1977)。一方、陸上では、早朝に対流活動のピークが見られ、さらに日射による地表の昇温のために発生した積乱雲により、午後にもピークが存在する。

熱帯・亜熱帯における雲分布の日変化の一例として、図4-1-1に2002年8月24日21UTCと25日09UTCの赤外面像を示す。図4-1-2は、図4-1-1のインドシナ半島およびフィリピン諸島付近の拡大図である。これら4枚の画像を比較して、最も

明瞭な変化は、午後の陸上(大きな島)で、16~17LSTにあたるインドシナ半島やフィリピン諸島での活発な対流雲の増加である。早朝にあたる21UTCの赤外面像では灰色の雲域が主であるが、午後にあたる09UTCの画像では、白く輝いた塊状の積乱雲が多数発生して広がっている。逆に、夜間から早朝にかけて海上で発達した対流雲を含む雲域(図4-1-1のA)や台風第15号に伴う雲域(B)は、09UTC(17~19LST)には減少してやや衰弱しているように見える。これらの日変化の違いの原因として、海洋上と陸上とでの日射による加熱効果の差や供給される水蒸気の量の差などによるものと考えられる。

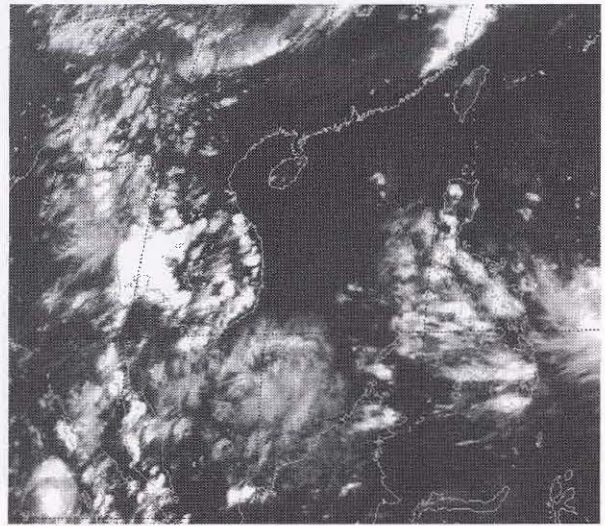
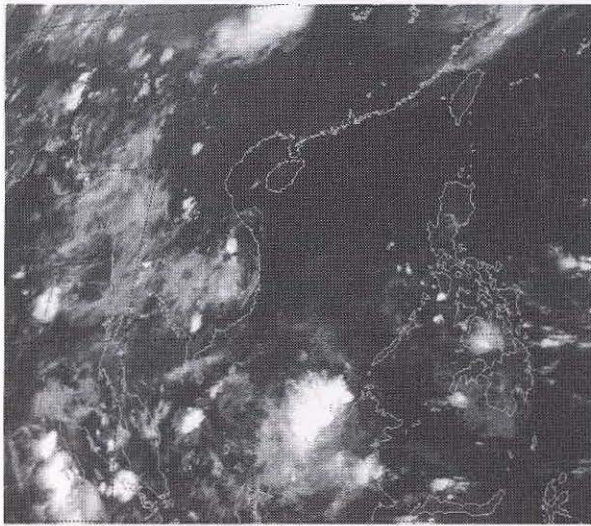


図4-1-2 インドシナ半島およびフィリピン諸島付近の拡大図(赤外面像)

左：2002年8月24日21UTC/04~05LST

右：2002年8月25日09UTC/16~17LST

(2) 雲・水蒸気分布に見られる季節変化

気象衛星画像の雲分布には、熱帯・亜熱帯地方でも季節変化が見られる。各季節の代表的な雲分布が見られる赤外面像を図4-1-3から図4-1-6に示し、北半球を主体にその変化を見る。

図4-1-3は、北半球の春の例で2002年5月9日00UTCの赤外面像である。インドシナ半島の西に活発な雲域がある。この雲域はしだいに北へ移り、東南アジア地方のモンスーン入りが近いことを示唆している。この雲域からほぼ5N~10Nに沿って熱帯収束帯(ITCZ)に対応する雲域(以下、「ITCZ雲域」とする)が東に伸びている。この雲域の北側は太平洋高気圧に覆われており雲は少ない。ニュー

ギニア付近から南東に延びる雲バンドは、南太平洋収束帯(South Pacific Convergence Zone)に対応する雲域(以下、「SPCZ雲域」とする)である。一方、インド洋では、赤道の南側にITCZ雲域が形成されており、スマトラ島の西に活発な雲域がある。この雲域は、後にTropical Cyclone(ERROL(24S))に発達している。

図4-1-4は、同じく夏の例として2002年8月12日00UTCの赤外面像である。5月にインドシナ半島の西にあった活発な領域は北へ移りベンガル湾北部に広がっており、この地域が夏のモンスーンに入っていることを示している。熱帯の雲域のこの北への移動は、夏季の大きな加熱により比熱

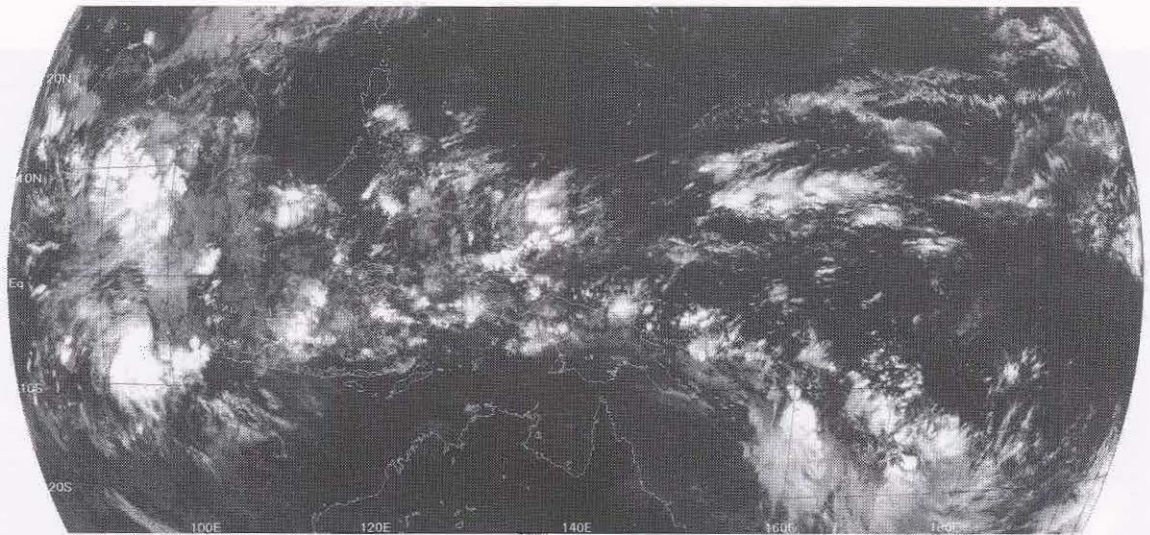


図4-1-3 2002年5月9日00UTC 赤外面像

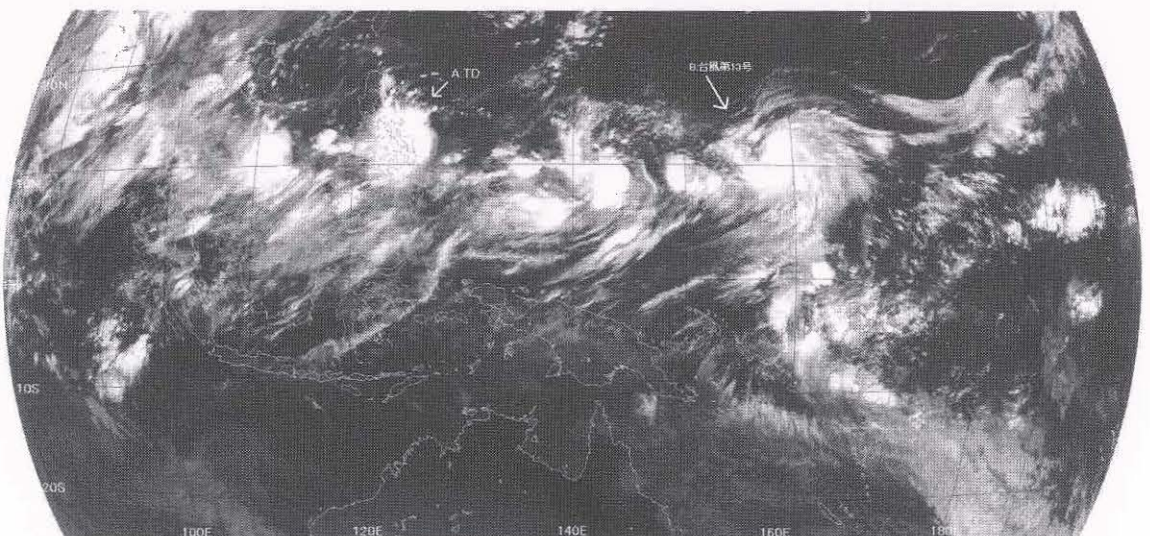


図4-1-4 2002年8月12日00UTC 赤外面像

が小さい大陸は海洋よりも暖かくなり低圧部となることによって引き起こされている。この地域の季節変化は、熱帯・亜熱帯域の他の地域に比べ最も顕著である。ITCZ 雲域は5月よりも北側に位置し、10N 付近に活発な対流雲が散在している。ITCZ 雲域には、東西に 1000~2000km ほどの間隔で活発な領域があり、その一部が台風に発達している。フィリピンの東の TD(A) やそのはるか東の台風第 13 号(B) も、この活発な領域から発生・発達し北上したものである。一方、南半球側の ITCZ 雲域は、ほとんど確認することができない。そして、SPCZ 雲域は東へ移り、春の例と比較すると不活発となり、南半球は全般にわたって活発な対流雲が少ない。

図 4-1-5 は、同じく秋の例として 2002 年 11 月 17 日 00UTC の赤外画像である。ベンガル湾付近には、ほとんど雲は見られず、この地域が乾季に入っていることを示している。ITCZ 雲域は、8月に比べて南側に位置し、150E 以西では赤道付近で雲が活発である。150E 以東では赤道をはさんで南北に ITCZ 雲域と SPCZ 雲域が見られる。北半球、南半球ともに全般にわたって活発な対流雲が少ない。

図 4-1-6 は、同じく冬の例として 2003 年 2 月 19 日 00UTC の赤外画像である。ベンガル湾付近でさらに雲が少なくなり、北半球全般にわたって活発な対流雲が少ない。ITCZ 雲域は、南半球側にあり、8月の画像と好対照である。ニューギニア付

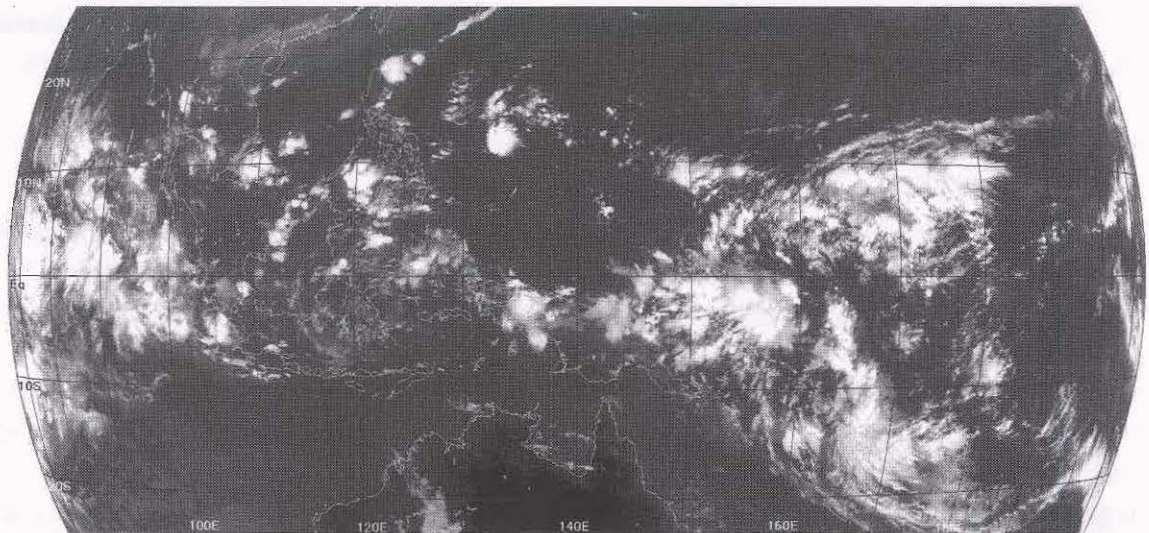


図 4-1-5 2002 年 11 月 17 日 00UTC 赤外画像

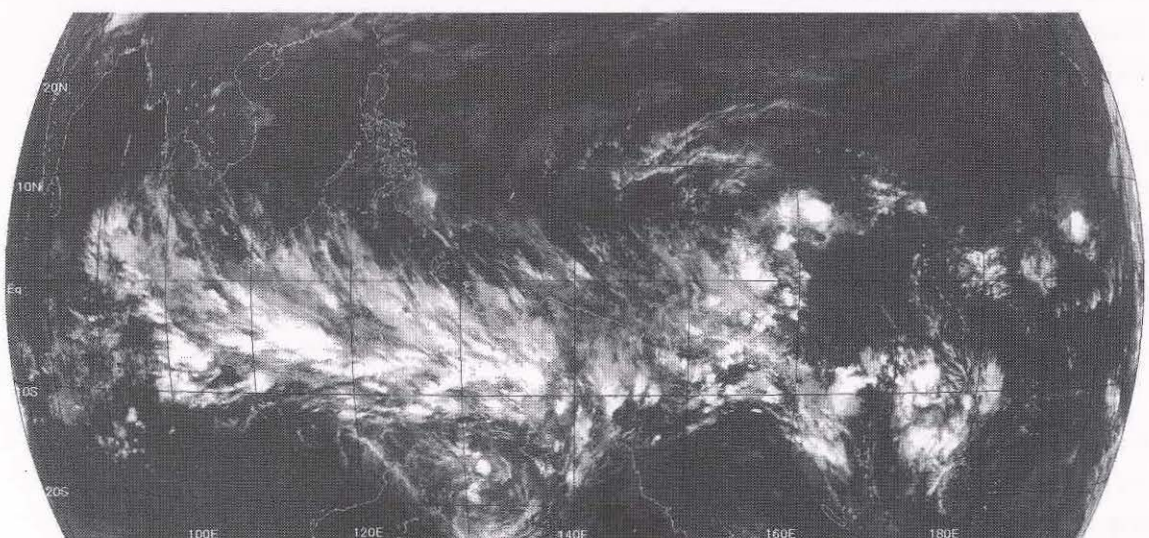


図 4-1-6 2003 年 2 月 19 日 00UTC 赤外画像

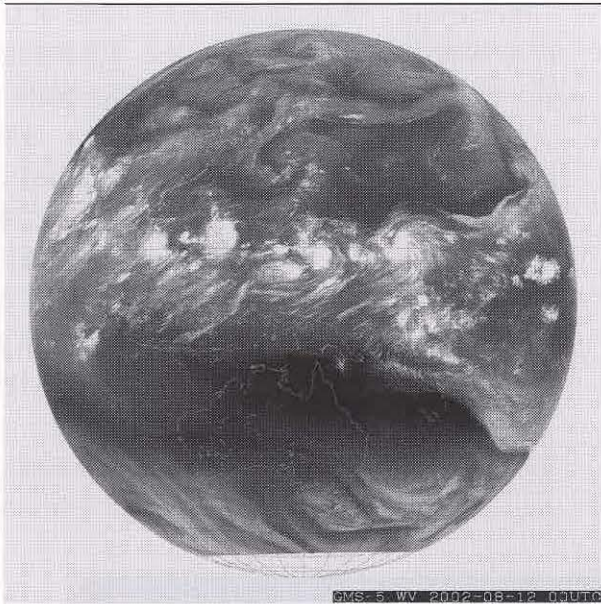


図 4-1-7 2002 年 8 月 12 日 00UTC 水蒸気画像

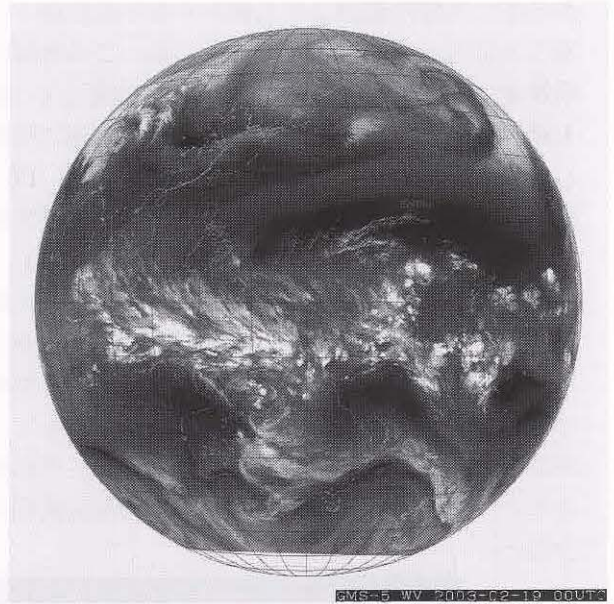


図 4-1-8 2003 年 2 月 19 日 00UTC 水蒸気画像

近から南東に延びる雲バンドは、SPCZ 雲域である。

図 4-1-7、8 は、図 4-1-4、6 とそれぞれ同日時の水蒸気画像である。図 4-1-7 では、冬季である南半球には大規模な暗い領域(暗域)が広がっており、夏季である北半球の熱帯・亜熱帯地方にはいくつかの擾乱が見られる。一方、図 4-1-8 は、北半球には大規模な暗域が広がっており、南半球には小規模な擾乱が見られ、赤外面像と同様に 8 月の水蒸気画像と対照的である。

(3) 雲量分布図に見られる季節変化

熱帯・亜熱帯の雲分布は日々変化しており、前項に示した代表的な雲分布が毎日見られるわけではない。季節の特徴をさらに明確にするため、夏及び冬の月平均雲量分布図を図 4-1-9 及び図 4-1-10 に示す。これらの図は、3 時間ごとに観測された 1 日 8 回(00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21UTC)の赤外データ(時別値)から日平均値(全時間帯の平均)を出し、その日平均値の月平均として算出し、全雲量を 100%として表わしたものである。陰影の部分が雲量 70%以上、縦線の部分が雲量 30%以下を示している。

図 4-1-9 は、2001 年 8 月の月平均雲量分布図である。インドシナ半島付近のモンスーン域や太平洋の熱帯擾乱等に伴う雲量の多い領域が北半球に顕著に現れている。図 4-1-4 に示すような 8 月のある日時の画像では、ITCZ 雲域上には雲の多い所と少ない所が交互に存在しているが、月平均雲量

分布図では、雲量の多い部分が 10N 付近に東西に伸びており、ITCZ に対応していると認識できる。

図 4-1-10 は、2001 年 2 月の月平均雲量分布図である。北半球側では全般に雲量が少なく、150E 以東の 10N~20N にかけては雲量が 30%以下となっており、太平洋高気圧との対応がよい。また、インドシナ半島付近も雲量が 30%以下となっており、この地域が乾季に入っていることが顕著に現れている。

以上のように、熱帯・亜熱帯地方でも明瞭な季節変化が起きていることがわかる。

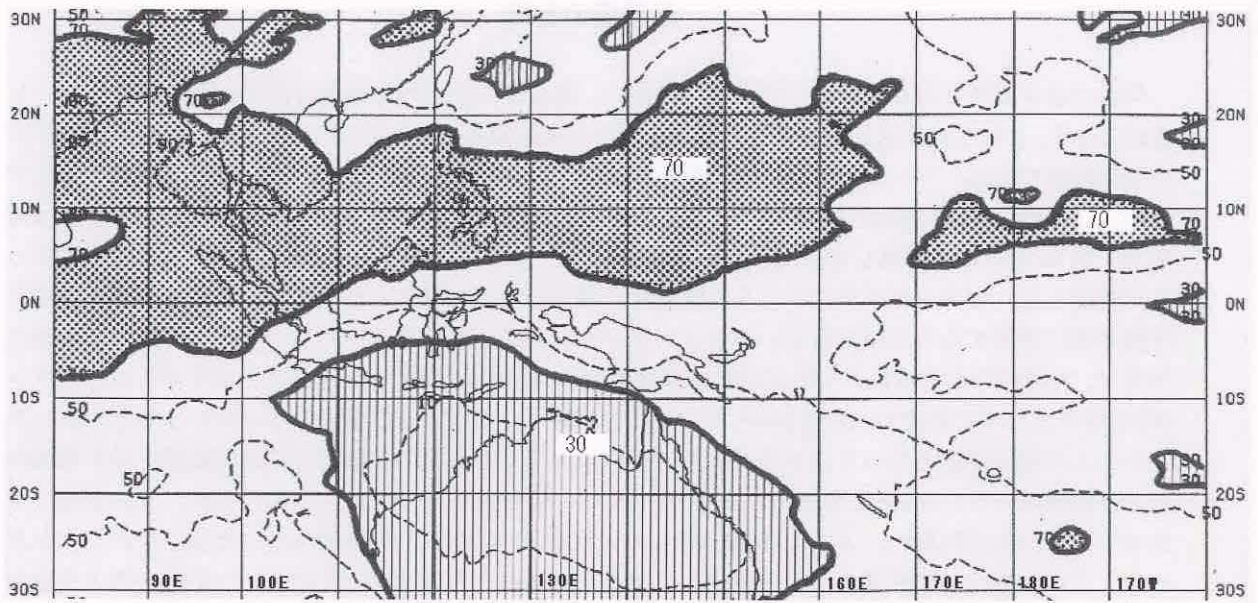


図 4-1-9 2001 年 8 月 月平均雲量分布
 (全雲量を 100%として、陰影の部分は雲量 70%以上、縦線の部分は雲量 30%以下)

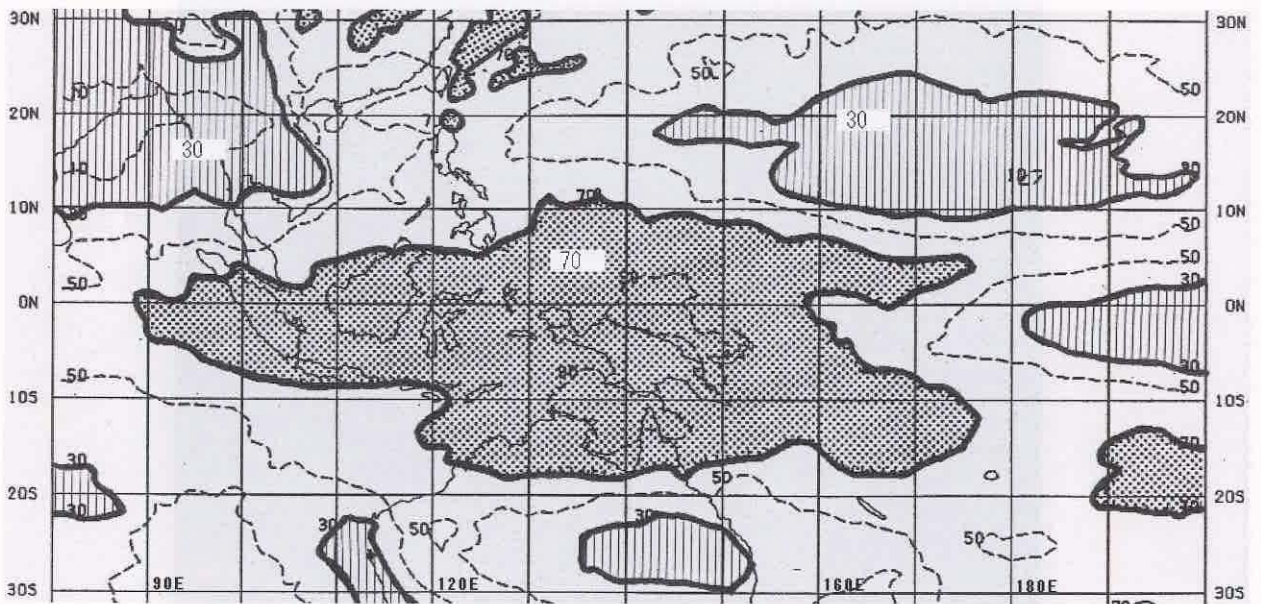


図 4-1-10 2001 年 2 月 月平均雲量分布
 (全雲量を 100%として、陰影の部分は雲量 70%以上、縦線の部分は雲量 30%以下)

低緯度の台風

今まではコリオリ力がゼロもしくはゼロに近い、緯度 2.5 度以内の赤道付近で台風は発生しないとされてきた。しかし大げさにいうとこの常識を覆す台風が発生した。図 C-6 は 2001 年 12 月 27 日 06UTC の可視画像である。シンガポール付近に台風ヴァーメイ (0126) が見られる。赤い破線は北緯 2.5 度である。この時の中心位置はベストトラックによると北緯 1.5 度・東経 104.4 度だった。この台風は短命で、27 日 00UTC に発生して 27 日 18UTC に消滅したが、この期間、中心はほぼ北緯 1.5 度線をゆっくり西進した。ヴァーメイがこのような低緯度で発生したのも驚きであったが、このまま赤道を越えて南半球に突入するのではあるまいかとインターネットの台風関連メーリングリストで注目を浴びた。つまり、台風の中心付近以外ではおおむね傾度風バランス(気圧傾度力・遠心力・コリオリ力のバランス)が成り立っているので、北半球からコリオリ力が逆になる南半球に越境しないという考えもあった。しかしこれ程低緯度だとコリオリ力が小さいため、少なくとも眼の壁雲付近の最大風速を示す領域付近では旋衡風バランス(気圧傾度力・遠心力のバランス)が成り立っていると考えられ、この部分はコリオリ力に左右されない。よって赤道を越えようが力学的に台風への影響はないだろうということだった。この台風は結局西進しながら衰弱して赤道を越えることはなかったが、いつか越えるような台風が現れるかもしれない。

(菊池 明弘)

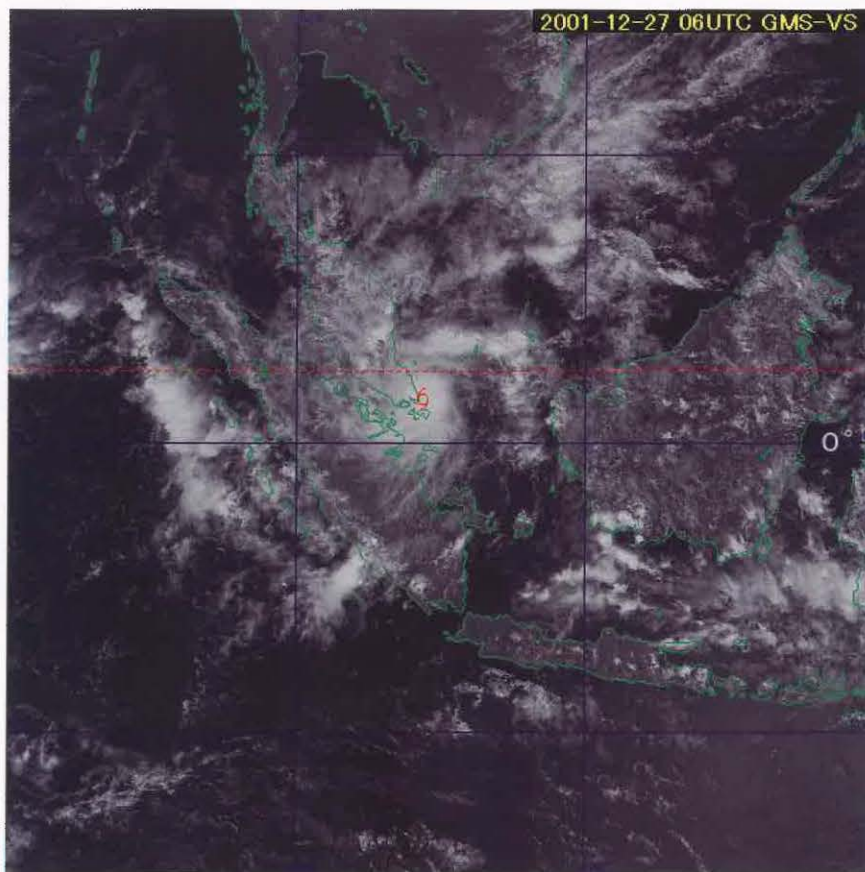


図 C-6 2001 年 12 月 27 日 06UTC の可視画像

4.2 上層の現象*

(1) ITCZ のフレアアップ

フレアアップは冬季の熱帯域における重要な現象のひとつで、ITCZ の雲域(対流雲)から上・中層雲が中緯度に急速に拡大する現象であり、降水を伴う。フレアアップは亜熱帯域にはほぼ定常的に存在する高圧帯が気圧の谷の深まりにより東西に分断されたとき発生し、これによりトラフ前面の南寄りの風によって熱帯域の雲域(大気)が中緯度まで運ばれる。

図 4-2-1a~c は 2002 年 2 月 12 日 12UTC~13 日 12UTC の 12 時間毎の赤外面像、図 4-2-2 は 13 日 00UTC の 200hPa 天気図である。図 4-2-1a(12 日 12UTC) では上中層雲域が ITCZ の北側に形成され、巻雲のバンド(A)が伸びている。このような雲域は ITCZ 付近では一般的であり、通常はあまり持続せず領域も拡がらない。しかし、上層トラフとジェット気流が ITCZ 付近まで南下すると、フレアアップが起こる。図 4-2-1b(13 日 00UTC) では中層雲域(M)は北東方向へ拡がり、フレアアップの雲パターンが形成される。図 4-2-1c(13 日 12UTC) までには、雲域の北縁は北へ盛り上がりながら北東方向へ拡がり、雲域の雲頂高度は更に高くなり、フレアアップが継続している。その後、フレアアップの雲パターンが崩れ、雲域の北縁が東西走向となった頃には上層トラフは浅まり、ジェット気流は東西走向に変わった(画像、天気図省略)。

Dvorak & Smigielski (1992) は、衛星画像から見たフレアアップの形成と消滅を次のようにまとめている。

- ① 亜熱帯域で上層トラフが深まる。
- ② 巻雲と中層雲が ITCZ から極方向に向かって拡がり、雲域の極側の縁が明瞭となる。
- ③ 雲域の縁とトラフ前面のジェット気流は走向が南北に立ってきて、風速の極大域がより低い高度に出現する。
- ④ 上流側のジェット気流が東西走向に変る(通常は風速も減少する)と、フレアアップが消滅し始める。
- ⑤ フレアアップが弱まるに伴い、雲域の極側の縁は東西走向に変わって、雲頂高度は低くなり、雲パターンが崩れる。
- ⑥ 雲域は消滅しながら東へ加速して移動する。

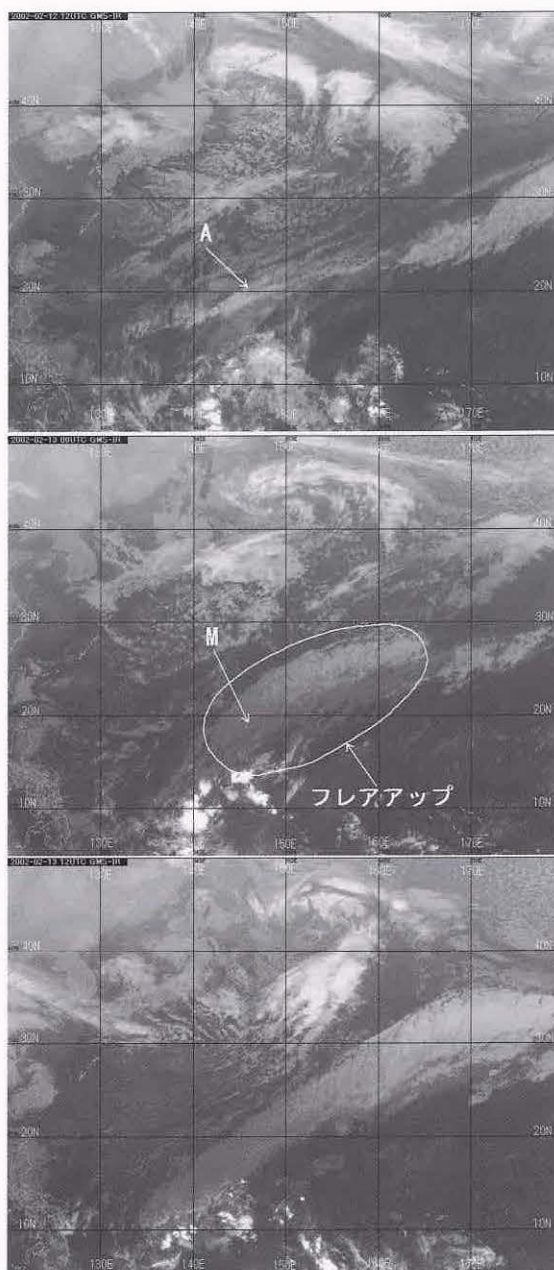


図 4-2-1 a(上), b(中), c(下)
2002 年 2 月 12 日 12UTC~13 日 12 UTC の赤外面像

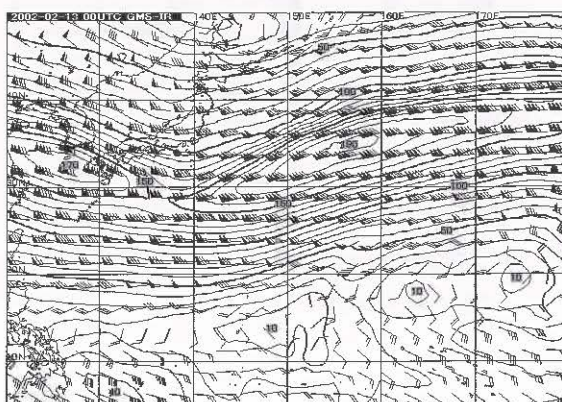


図 4-2-2 2002 年 2 月 13 日 00UTC 200hPa GSM 風速分布図

* 柿本太三、吉田資朗(現 予報部情報システム課)

(2) 中緯度偏西風帯トラフの切離と UCL

赤外面像や水蒸気画像の毎時動画を観察すると、中緯度偏西風帯のトラフが深まって、これに対応する雲バンドの南へ伸びた底部が切離され、低気圧性に回転しながら低緯度帯に南下するのがたびたび見られる。この渦は、高層資料によると、上層に寒気を伴った低気圧で、このような熱帯域または亜熱帯域で解析される低気圧を UCL と呼ぶ (Shimamura, 1981)。

UCL は中心付近の対流圏上層に寒気核を持っているため、大気の成層が不安定で対流雲を伴うことが多い。このような UCL の例を図 4-2-3, 4a, 4b (2002 年 6 月 17 日 21UTC) で見る。

水蒸気画像には 20N170E 付近に UCL に伴う渦の中心が見られる。赤外面像ではその UCL の中心付近にまとまったセル状の対流雲 A が見られ、かなとこ巻雲を伴っている。同日の 12UTC200hPa 天気図(省略)においても、この付近で寒気核の確認ができる。また同時刻の拡大した可視画像を見ると、羽毛状の Ci (B) が反時計回りの上層風に流されている。このかなとこ雲の拡がりから、上層では風速が増していることがわかる(図 4-2-5 の a 参照)。これらのセル状の対流雲が存在するのは、低気圧性循環が高度とともに増大し、上空に寒気がある場所である。

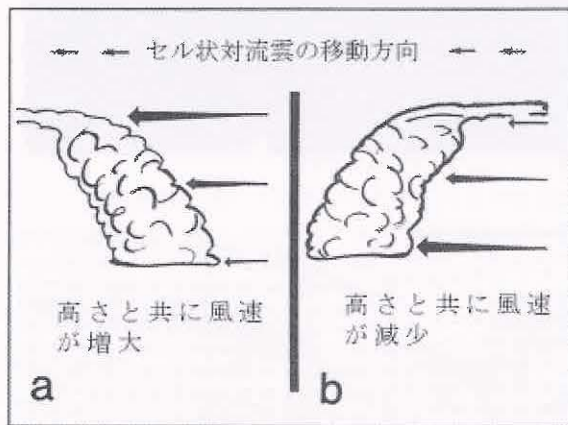


図 4-2-5 対流雲と風のモデル図
(Dvorak ほか, 1992)

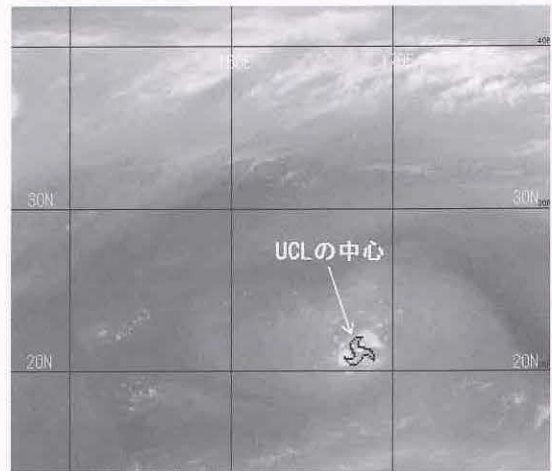


図 4-2-3 2002 年 6 月 17 日 21UTC 水蒸気画像

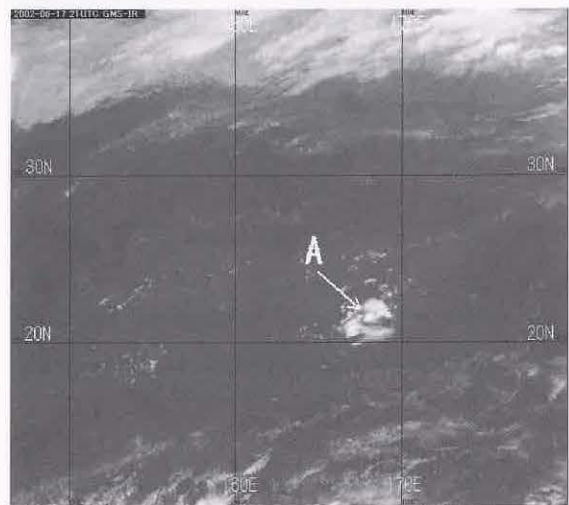


図 4-2-4a 2002 年 6 月 17 日 21UTC 赤外面像

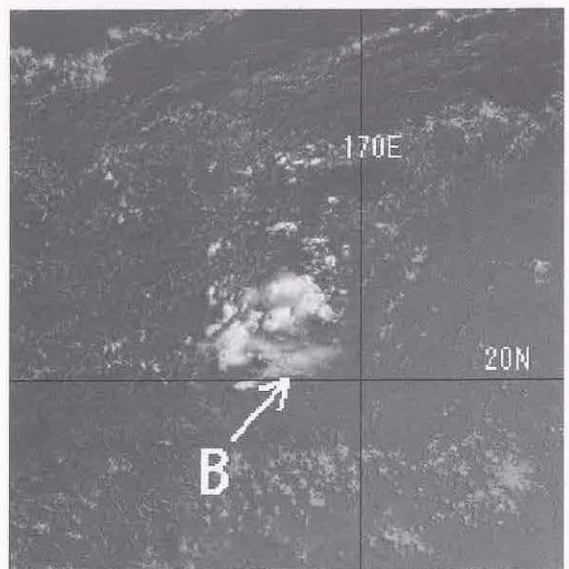


図 4-2-4b 2002 年 6 月 17 日 21UTC 可視画像(拡大図)

UCLは、特に夏季によく見られ、太平洋上から日本の上空まで移動して、天気に影響を与えることがある。UCLが日本付近に接近した事例を図4-2-6a～c(2000年8月6、7日09UTC)に示す。

図4-2-6cを見ると、東日本から西日本にかけての広い範囲で850hPa相当温位が340Kを超えている。上層の場では、大陸から寒気を伴ったトラフが南東進し、一方、日本の南東海上からはUCLが関東に接近した(図4-2-6a参照)ため、東日本から西日本の広い範囲で上層の寒気の進入が顕著となり、大気の状態が非常に不安定となった。このため6日、7日、8日と連続して午後から各地で雷雲が発生し、発達した。図4-2-6bの300hPaの等温線や風向を見ると、UCLの影響範囲は関東地方上空にも及んでいるのがわかる。7日12UTCの館野の観測によると500hPaで -7.5°C の寒気が観測されたが、特にこの日、上層の寒気によって関東・東海地方では激しい雷雨があり、木更津沖の東京湾では竜巻が発生(0830～0910UTC)した。

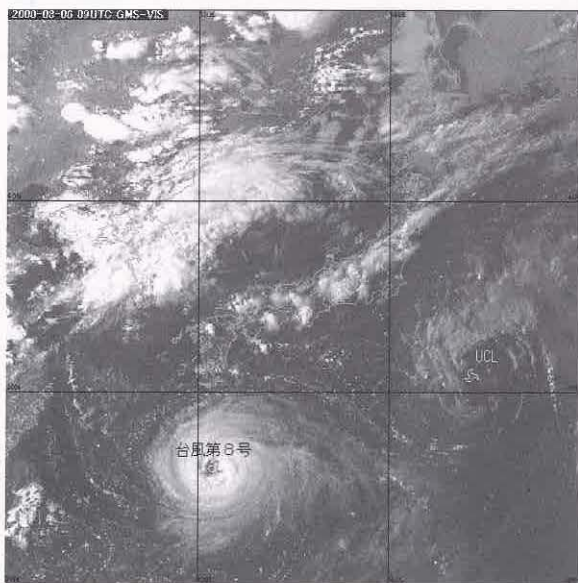


図4-2-6a 2000年8月6日09UTC 可視画像
(UCLの位置は、同時刻の水蒸気画像から決定)

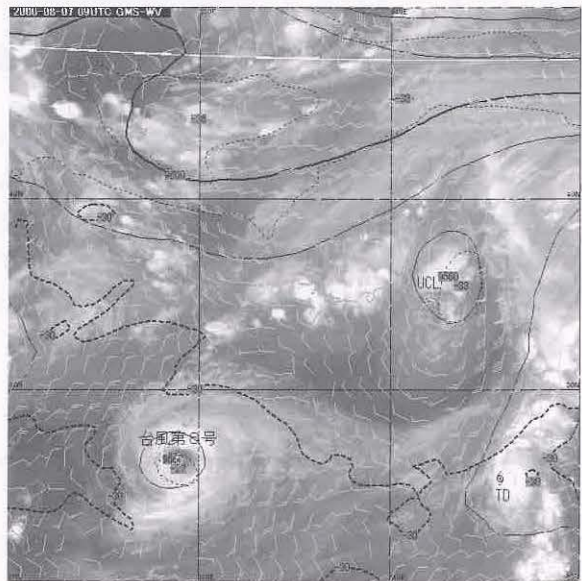


図4-2-6b 2000年8月7日09UTC 水蒸気画像
RSM(300hPa)等高度線(実線)、等温線(点線)、
風向・風速を重ね合わせ(長い矢羽根が10kt、
短い矢羽根が5kt)

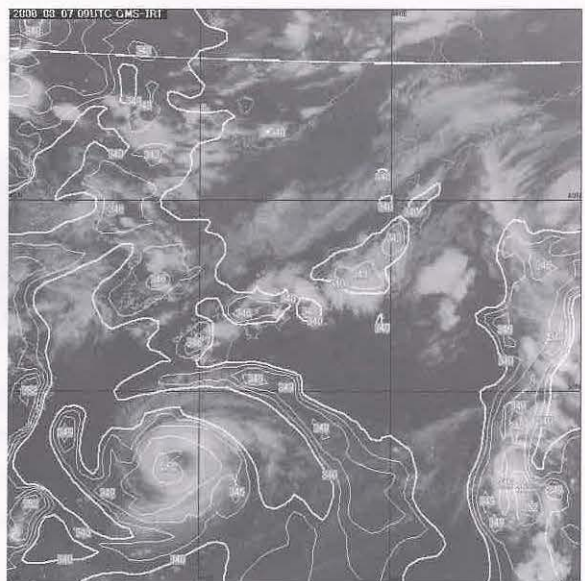


図4-2-6c 2000年8月7日09UTC 赤外画像
RSM(850hPa)相当温位(340K以上)を重ね合わせ

藤原効果

台風同士が接近すると相互作用を起こし、各々が相手の進路を反時計回りに転向させることがある。これを藤原効果という。図 C-7 は 2002 年の台風フンシェン (0209) とフォンウォン (0211) の軌跡である (澁田・河野、2003)。赤線がフンシェン、青線がフォンウォンの軌跡を示す。藤原効果が現れ始めたのはフォンウォンの西進が止まった 23 日 00UTC 頃と見られる。このときフンシェンとフォンウォンの間の距離は約 1,590km だった。一般に藤原効果が現れるのは 800~1,000km とされており、この事例はこれと比べるとかなり離れている。しかし、過去にも約 1,500km から相互作用を開始したとする報告もある (澁田、1983)。

藤原効果では指向流が弱く二つの台風の大きさに差がある場合は、この事例のように小さい台風がループを描くことがある。また北上する二つの台風が接近すると、東側の台風が加速するのも藤原効果によるものと考えられている (鈴木、1991)。

この事例の数値予報精度は良かったが、一般に藤原効果はまだ解明されていないので数値予報で予想できない台風の迷走の一要因となっている。このような場合は台風を如何に早く正確に観測できるかが重要であり、衛星画像による実況監視は非常に頼りになるだろう。

(菊池 明弘)

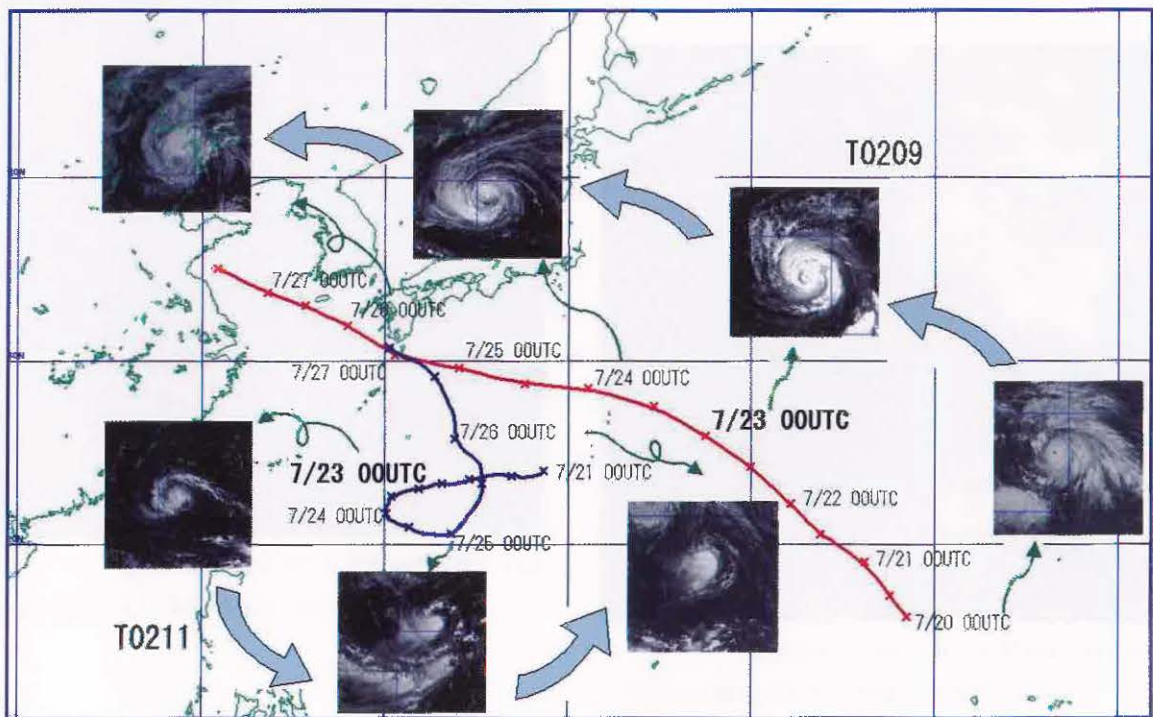


図 C-7 2002 年の台風フンシェンとフォンウォンの軌跡

4.3 下層の現象*

(モンスーンに伴う下層雲域)

ここでは冬季のモンスーンに伴い東シナ海から華南にかけてよく見られる下層雲を紹介する。

モンスーンとは季節風のことで、冬は大陸から海洋へ、夏は海洋から大陸に向かって吹く風をさす言葉である。広義にはこの季節風に伴う雨期の意味にも用いられる。モンスーンが卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、特に東アジア・インド地方及びオーストラリア北部は、風系の季節変化と乾期・雨期の区別が明瞭で、最も典型的なモンスーン気候帯となっている。モンスーン気候帯の季節変化は、4.1 節にも述べているように気象衛星画像にもはっきりと現れる。

図4-3-1に、冬季に華南周辺で見られた下層雲の例を示す。冬季の東アジアは乾期にあたり他の季節に比べると平均雲量は少ないが、東シナ海南部から華中の南部、華南全域そしてインドシナ半島の北部が層積雲主体の下層雲で覆われている。この雲域の西縁が、華南からインドシナ半島の山岳により堰き止められているので、その高度がおよそ推定できる。850 hPa 天気図(図4-3-2)による

と、内陸部では東ないし北寄りの弱い風が吹いている。一方、南シナ海から華南沿岸へは南西風が吹き込んでいるのがわかる。

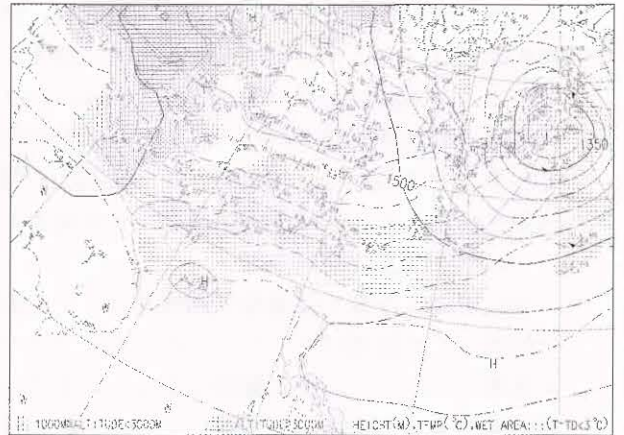


図4-3-2 アジア太平洋850hPa 天気図(一部分)

2002年1月27日00UTC

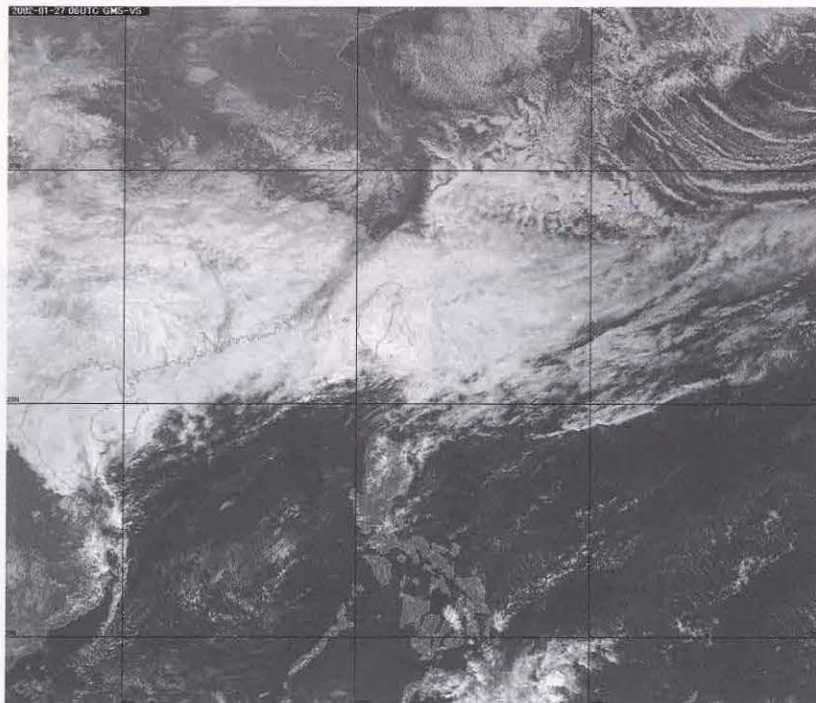


図4-3-1 東シナ海～華南の下層雲 2002年1月27日06UTC(可視画像)

*小池仁治

4.4 メソスケール現象*

小倉(1997)は、メソ対流系を大きく二つ(線状対流系、団塊状対流系)に分類し紹介している。線状対流系は、数個のレーダーエコーが線状に並んだもので、その代表はスコールラインである。団塊状対流系は、レーダーエコーが団塊状に固まったもので、MCC(Mesoscale Convective Complex:メソスケール対流複合体)やスーパーセルはその代表である。その多くは、気象レーダー観測から調査分類されたもので、気象衛星画像から定義されたものは唯一MCCだけである。

GMSのような静止気象衛星画像では、その画像分解能による限界はあるが、これらのメソスケール現象のうちいくつかを観測できる。今までに衛星画像を用いて調査報告されているものとしては、

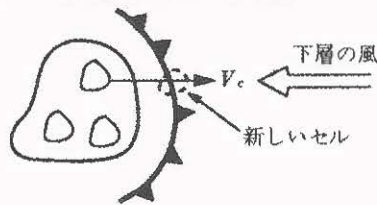


図4-4-1 新しい降水セルの誕生とメソ対流系全体としての動きの関係(Houze, 1993、小倉, 1997 から引用)
前線記号はガストフロント、 V_c はセルの移動速度

気象衛星センター(1991)「テーパリングクラウド」と気象衛星センター(1994)「Cb クラスターの実況監視」などがある。

ここでは、衛星画像で見られるメソ対流系の現象として、アーククラウドとMCCを紹介する。

(1) アーククラウド

積乱雲から冷たい下降流が流れ出し、寒気の先端(ガストフロント)に細い弓状の雲が発生する。この弓状の雲がアーククラウドと呼ばれ、衛星画像からよく確認でき、熱帯でも多く観測される。図4-4-1は、ガストフロントの先端であるアーククラウドが東へ移動し、その前面の東風と衝突し上昇流が生じて新しい積乱雲を発生させる概念図である。以下にその事例を示す。

図4-4-2(左)は2003年6月12日00UTCの可視画像である。Aに示す弓状の細い雲がアーククラウドである。Bに示す積乱雲からの冷たい下降流の流出先端に生じる上昇流により発生したと思われる、ENEへ進んでいる。図4-4-2(右)は3時間後の03UTCの可視画像である。Cで示した積乱雲はアーククラウド付近で新たに発生した積乱雲である。このように複数個の積乱雲が接近して発達し群をなしているものをメソ対流系(mesoscale convective system)と呼んでいる。この積乱雲の発生発達は、メソ対流系が自己増殖を繰り返し、雲システムを持続させる一つの事例である。

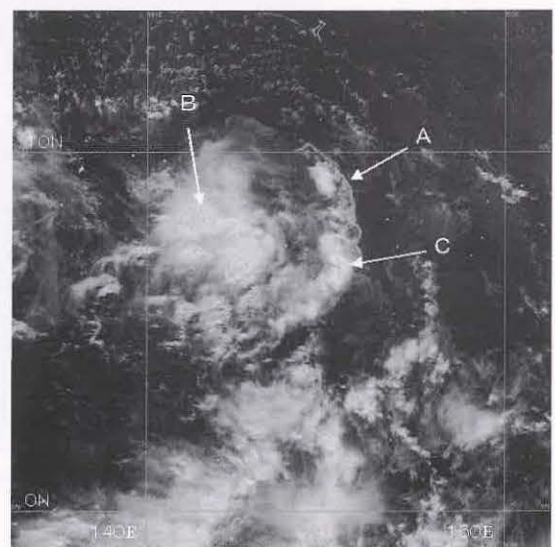
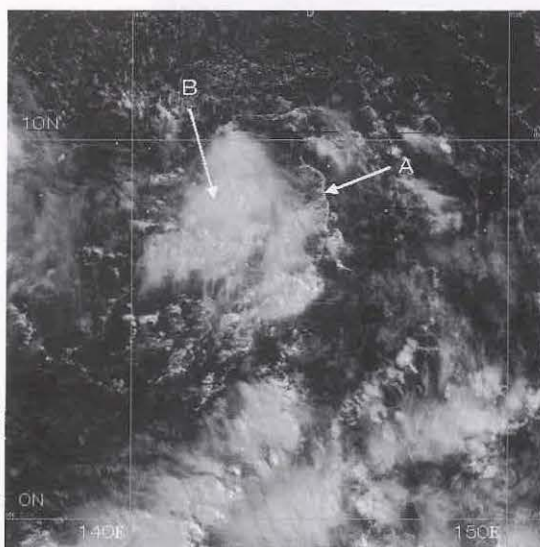


図4-4-2 2003年6月12日の可視画像(GOSE-9) 左(00UTC) 右(03UTC)

*多田美樹雄

(2) MCC(メソスケール対流複合体)

暖候期の中国大陸ではしばしば水平スケールが数百キロに及ぶクラウドクラスターが発生する。その時の大気の状態は、大気成層は不安定であるが、総観スケールの対流強制が弱いとき、夕方過ぎから夜にかけて形成されやすいと言われている。

MCCはMaddox(1980)により定義され、 -32°C より低い雲頂温度の領域が10万平方km(直径およそ350km)以上で、かつ -52°C より低い雲頂温度の領域が5万平方km以上の面積をもち6時間以上持続する円形をした雲域とされている。

MCCの例を図4-4-3に示す。図は2003年7月25日16UTC(GOES-9)の赤外面像で、中国の黄海西部に発達したクラウドクラスターがある。雲システムの直径は400km以上あり、この雲域がMCCと思われる。この雲域は25日07UTC頃、中国の黄河下流域に複数のCbが発生し発達、25日12UTC頃には円形のクラウドクラスターを形成し、この雲域は盛衰を繰り返し8時間以上持続した。

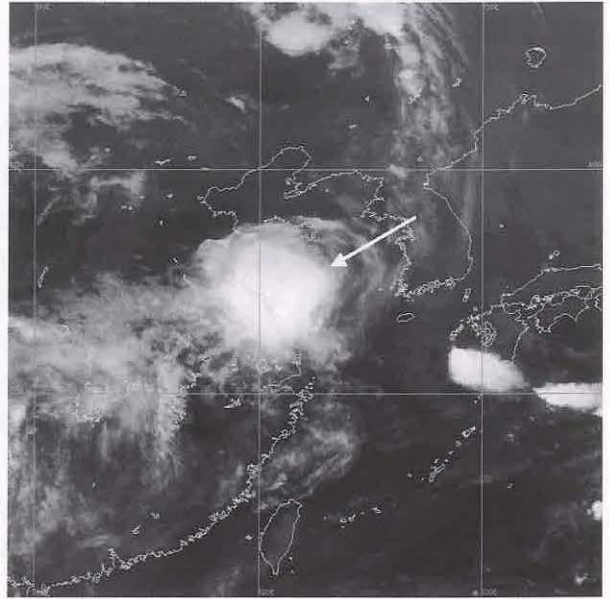


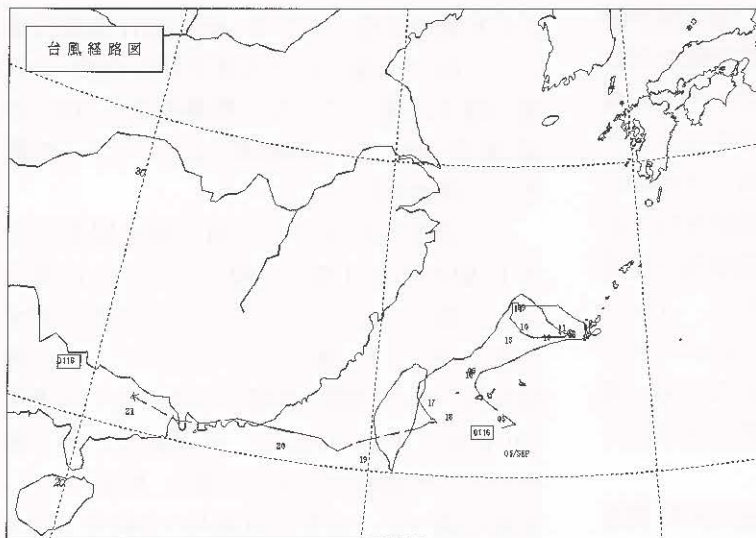
図4-4-3 2003年7月25日16UTCの赤外面像(GOES-9)

デミタス

長寿台風

台風の長寿記録は1986年台風第14号の19日6時間で、その寿命が2週間を超えるものはこの約50年間(1951~2003年)で12個と少ない。

図D-3は2001年の台風第16号の台風経路図である。この台風は9月6日00UTCに発生し、9月20日06UTCに消滅(熱帯低気圧化)した。中間に2.5日間の熱帯低気圧の期間が含まれるが、寿命は実に14日6時間を維持した。最近(5年)の長寿台風1位で、歴代10位である。この台風がなぜこれ程長



図D-3 2001年台風第16号経路図

寿を保ったか、その理由は、図に見られるようにこの台風が迷走していることから、台風を移動させる上層の風が弱かったこと、そして、この付近の海面水温が $27\sim 28^{\circ}\text{C}$ と高く台風の寿命を維持するのに重要な環境が満たされていたことがあげられる。

(柿本太三)

第5章 各種衛星データの利用*

今日では、静止気象衛星による各観測のほか海上風や降水、雷など様々な要素の観測を目的とした衛星のデータが利用できるようになってきた。例えば1997年、世界で初めて降雨レーダーを搭載したTRMM(熱帯降雨観測)衛星が日米共同で打ち上げられ、2002年にはマイクロ波放射計を搭載した衛星、EOS-PM1(以下「Aqua衛星」と言う)などが相次いで打ち上げられた。このような衛星を合わせて利用することにより、数時間ごとの熱帯域の降水観測が可能となる。

今後、熱帯低気圧等の監視のためには従来の静止気象衛星による観測資料と合わせて、様々な衛星の観測資料も利用することが重要となる。

なお、衛星名等の略語¹⁾は章末に示した。

5.1 地球観測衛星データによる台風の風

近年、衛星観測による海上風データが取得できるようになり、台風の風分布などの新しい事実がわかってきた。ここでは、ここ数年に行われた調査を簡単に紹介する。

(1) QuikSCAT 衛星による海上風

QuikSCAT衛星は13.4GHzのマイクロ波散乱計(SeaWinds)を搭載しており、衛星からマイクロ波を海面に向け斜めに照射し、海面にできた風浪に散乱されて返ってくる反射波の強さを測定することにより海上風(風向・風速)を求めている。この衛星は回転するパラボラアンテナにより衛星軌道に沿って1,800kmの幅が観測できる。海上風の観測精度は風速2m/s、風向20度で、空間分解能25kmと非常に高いと言われる。観測データの少ない海上風データを高精度・高密度で取得することができることから、熱帯低気圧の構造解析、その中心位置や強度などの監視、さらには熱帯低気圧の初期段階における発生判定や台風の温帯低気圧化進行状況の解析などへ応用できる。ただし、1日に観測できる範囲は、地表面の90%となっている。また、この海上風は降水の影響を受けるため、降水域内では誤ったデータとなる可能性もあるので注意が必要である。

図5-1-1に星野ほか(2002)によるQuikSCAT衛星の海上風データを沖ノ鳥島とブイの観測値と比較検証した結果を示す。実測20m/s以下で降水なし

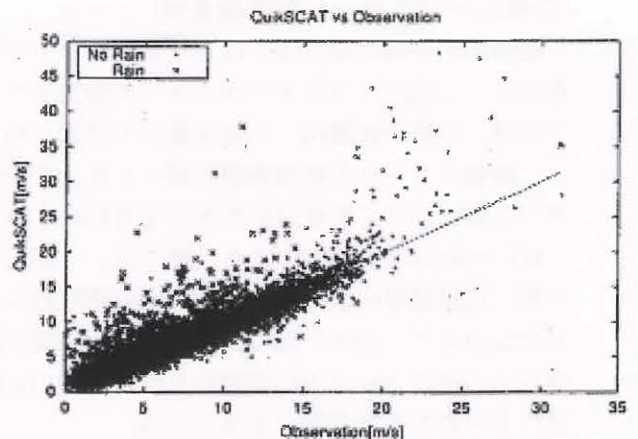


図5-1-1 QuikSCATとブイ及び沖ノ鳥島実測データとの比較
縦軸：QuikSCATの海上風
横軸：沖ノ鳥島の30分間平均風速(m/s)
記号●は降水なし、記号×は降水あり
(星野ほか(2002)より引用)

の場合、QuikSCAT衛星の海上風は非常に対応が良い。しかし降水ありの場合は、ばらつきが大きい。

(2) 南シナ海に発生する台風の発生初期における強風域出現分布

ここでは、気象庁予報課土屋氏によるQuikSCAT衛星の海上風を用いた解析事例を紹介する。

台風の発生地域は北西太平洋及び南シナ海の熱帯・亜熱帯域に広く分布している。発生数が最も多いのはフィリピンの東海上であるが、南シナ海も決して少なくない。南シナ海における台風の発生形態は予報作業指針台風予報(気象庁予報部、1990)による三つの分類のうちの「下層シヤー型」により発生する。そこで、QuikSCAT衛星の海上風により南シナ海における発生期の台風(または台風の強さに達していない熱帯低気圧(TD))の強風域(風速30kt以上の領域)はどのように把握できるのか調査を行った。

この調査に利用できる海上風が観測されている10個のTDと1個の台風(TS)の合計11個の事例から、独立したサンプルにするため各1例ずつ海上風を選出した。選出はTDになってからの経過時間が短いもので陸の影響が小さいものを優先した。TD(1例はTS)の中心を一辺が緯度8度×経度8度の正方形領域の中央部に置き、風速30kt以上の領域を調べた。正方形領域内の各緯度1度×経度1度の格子内に30kt以上の風が吹いている領域

*廣畑 雅哉

この結果によると、強風域が中心の南から南西方向に伸びることが多く、中心の北西方向に比べ2倍以上の出現回数となっている。この西南西に伸びる強風域は、南半球からのモンスーンが南西風となって南シナ海に入り込み、サージとなっている領域を表していると考えられる。

2002年の台風第4号を例にして、南シナ海で発生した台風の強風域の形成過程を見る。2002年6月7～9日の3日間の00UTCにおけるGMS-5可視画像に最も近い観測時刻のQuikSCAT衛星の海上風を重ねたものを図5-1-2～図5-1-4にそれぞれ示す。図5-1-2(2002年6月7日00UTC)を見ると、黄色で示す海上風30kt以上の領域が中心の東側から南側を通して南西側に伸びている。この強風域は衛星画像によると対流性の雲バンドの出現域と対応している。その24時間後の図5-1-3(2002年6月8日00UTC)では、南シナ海から太平洋側に抜けたTDに伴う海上風30kt以上の領域はルソン島の影響で二つに分けられたように見える。図5-1-4(2002年6月9日00UTC)は台風の強度に達して18時間経った様子である。海上風30kt以上の領域(半径)は、台風を中心から見た各方向によりかなり差がある。この例では北側より南側の方が3倍程度広がっている。南には台風に関連する雲バンドがあり30kt以上の強風域に対応している。

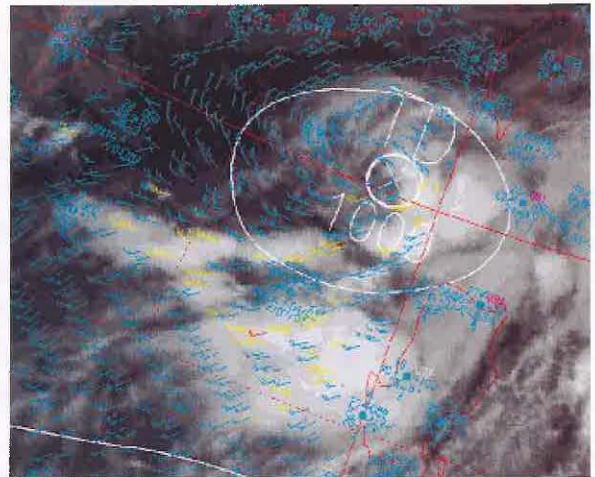


図5-1-2 TDの可視画像(2002年6月7日00UTC)

海上に表示されている矢羽はNASAジェット推進研究所(JPL)のQuikSCAT衛星海上風。黄色は30kt以上、赤色は50kt以上を示す。(気象庁予報課の天気図作成装置画面に表示したもの)

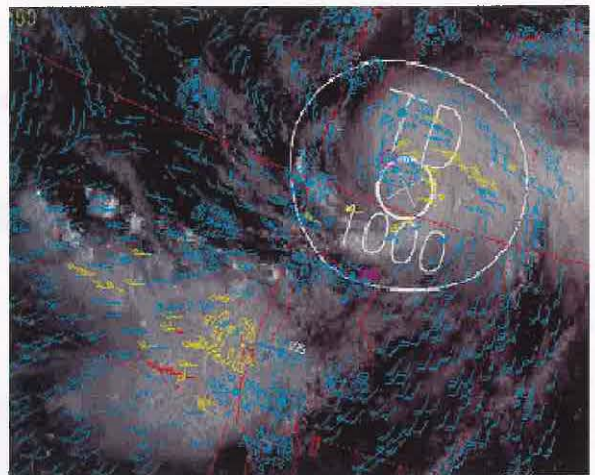


図5-1-3 TDの可視画像(2002年6月8日00UTC)

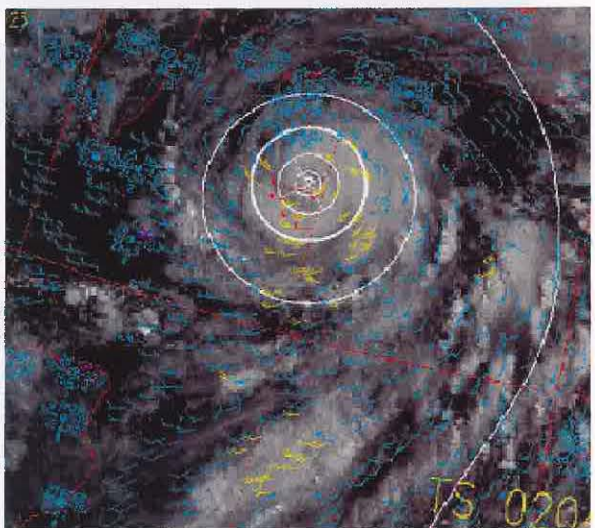


図5-1-4 台風第4号(TS)の可視画像(2002年6月9日00UTC)

表5-1-1 南シナ海に発生した台風又はTDの期間における風速30kt以上の領域の出現回数(6回以上を塗りつぶしてある)

| | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 0 | 0 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 |
| 0 | 2 | 2 | 3 | 3 | 3 | 2 | 1 |
| 2 | 2 | 3 | 4 | 6 | 4 | 4 | 2 |
| 5 | 6 | 8 | 8 | 9 | 6 | 2 | 1 |
| 6 | 6 | 8 | 9 | 9 | 8 | 3 | 1 |
| 3 | 6 | 7 | 7 | 6 | 5 | 1 | 0 |
| 3 | 2 | 2 | 3 | 4 | 5 | 1 | 1 |

南シナ海で発生する台風（またはTD）周辺の風の分布を QuikSCAT 衛星の海上風により調査した結果は、台風の強さに達していないTDの場合は、TDの中心から南西の方向に風速 30kt 以上の強風域が長く伸びることが多い。台風に発達するに伴い 30kt 以上の領域は中心付近にまとまる傾向をもつが、依然として南側が北側より広い傾向が残る。南西から吹き込む風を台風の強風域とみなした場合、南シナ海で発生する台風の発生初期においては、30kt 半径の大きさは中心から見た方向によりかなり差がある場合があることがわかる。

このように、QuikSCAT 衛星などの衛星観測技術を利用することは、これまで得られなかった知見を得るためにさらに重要となっている。

5.2 各種衛星を利用した台風の中心位置推定

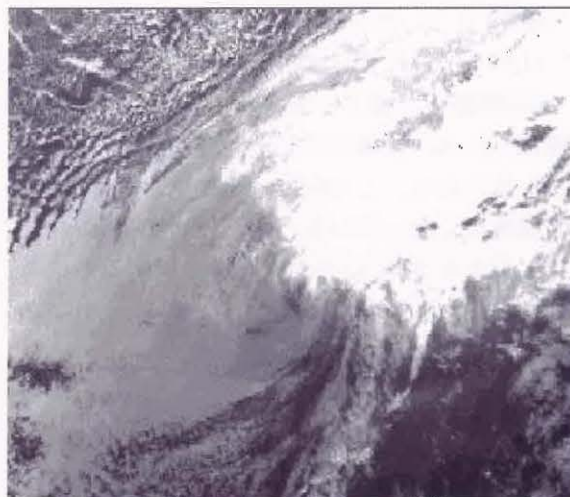
ここでは夜間に赤外画像だけでは中心位置推定が難しい台風について各種衛星データを使って見ていくことにする。

(1) 2002 年台風第 2 号の事例

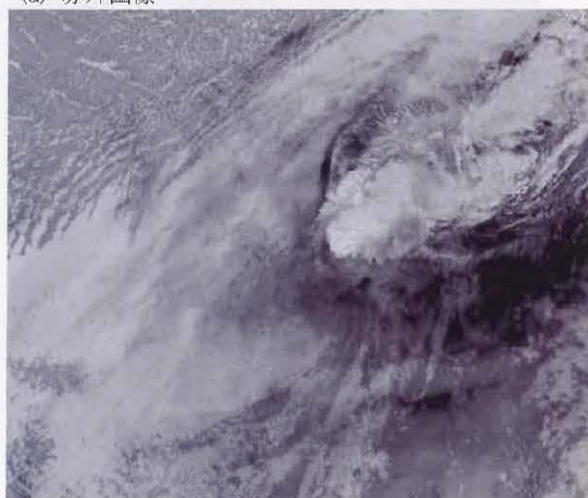
2002 年 3 月 7 日 1907UTC における台風第 2 号の NOAA 衛星画像を図 5-2-1 に示す。NOAA 衛星の各種画像を見ると、(a)の赤外画像だけでは夜間、Ci が重なった下層雲の検出は困難であることがわかる。その一方で、(b) 3.7 μ m 画像と (d) 3.7 μ m 差分画像は下層雲渦の様子がはっきり見え、(c)の赤外差分画像でもこの場合下層雲渦を検出することができた。NOAA 衛星画像の分解能が良いことも下層雲渦を確認しやすくしている。なお、21UTC 頃に QuikSCAT 衛星の海上風(図は省略)が得られたが、風向分布が不自然でこの事例では中心位置を直接推定することはできなかった。



(a) 赤外画像



(b) 3.7 μ m 画像



(c) 赤外差分画像



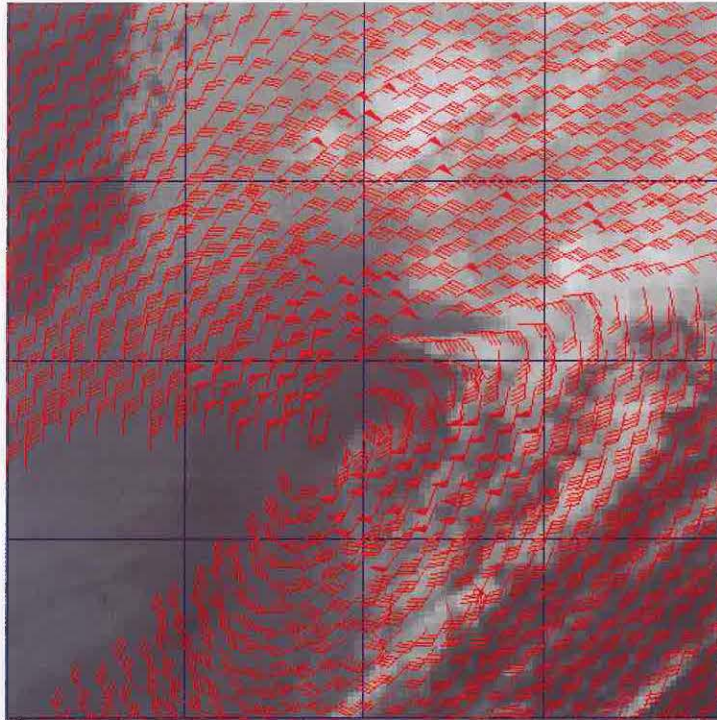
(d) 3.7 μ m 差分画像

図 5-2-1 2002 年 3 月 7 日 1907UTC の NOAA 衛星画像

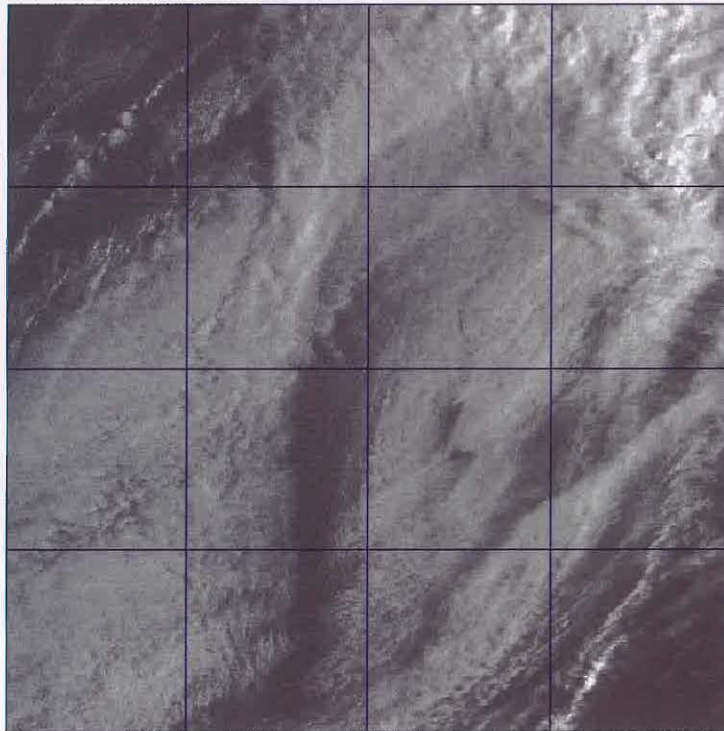
(2) 2003 年台風第 15 号の事例

2003 年 9 月 22 日 20~22UTC 頃における衰弱期の台風第 15 号の衛星による観測例を図 5-2-2 示す。(a)は、同日 20UTC の GOES-9 赤外面像に QuikSCAT 衛星の海上風を重ねた例で、(b)はそれから約 2 時間経った日の出後の GOES-9 可視画像である。これら

を比較してみると、この事例では夜間で可視画像が使えず、赤外面像だけでは不明瞭で解析が難しかった下層雲渦の中心位置を 22UTC における可視画像(b)で確認される以前に QuikSCAT 衛星の海上風(図 5-2-2(a))を用いることでその風分布から容易にその中心位置を推定できる。



(a) QuikSCAT 衛星の海上風を重ねた GOES-9 赤外面像(2003 年 9 月 22 日 20UTC 頃)



(b) GOES-9 可視画像(2003 年 9 月 22 日 22UTC)

図 5-2-2 QuikSCAT 衛星の海上風を重ねた赤外面像(上)と可視画像(下)との比較

5.3 マイクロ波放射計による台風の降水観測

Aqua衛星やTRMM衛星にはマイクロ波放射計が搭載されており、これを利用することにより、降水観測が可能である。また、米国のDMS衛星にもマイクロ波放射計(SSM/I:Special Sensor Microwave/Imager)があり、海洋上の降水推定に使われる。これらのマイクロ波放射計による降水観測データが台風の中心位置推定に有効であることが報告されている。Alliss *et al.* (1993)は、ハリケーンの赤外画像とSSM/Iの85GHzのデータによる中心位置推定の精度は、マイクロ波によるものが赤外に比べ非常に高いことを示した。

Aqua衛星が2002年台風第5号を観測した画像が宇宙航空研究開発機構/地球観測利用推進センター(JAXA/EORC)のホームページに公開*2されているのでここで紹介する(図5-3-1(左))。またその右側には比較のため、ほぼ同時刻のGMS-5の観測による赤外画像を示す。左の画像の海域における黄白色の部分は強い降水領域に、水色から紺色への色

調変化は大気中の水蒸気や雲の増加にそれぞれ対応している。両画像を比較すると、GMS-5赤外画像(右)では台風を中心を取り巻く広い領域に厚い雲がかかっているためその雲の下の様子はわからないが、マイクロ波観測(左)では、台風中心の東側に強い降水域のあることがわかる。このように、雲を透過して降水域を観測できるのでレインバンドの形状などから台風の中心位置推定などへの利用も期待される。また、図5-3-2には同じくJAXA/EORC提供の2002年8月12日0035UTCのTRMM衛星による台風第13号周辺の降水強度平面図を紹介する。TRMM衛星は熱帯域の降水観測が可能で、Aqua、DMS衛星と組み合わせて利用することによりほぼ6時間間隔の降水観測が可能である。

地上レーダーが利用できない領域ではこのような衛星による観測が台風中心位置推定や降水分布の解析に力を発揮する。しかし、衛星データが利用できるのは観測の数時間後であり、リアルタイムで行う台風解析には反映しづらい面もある。

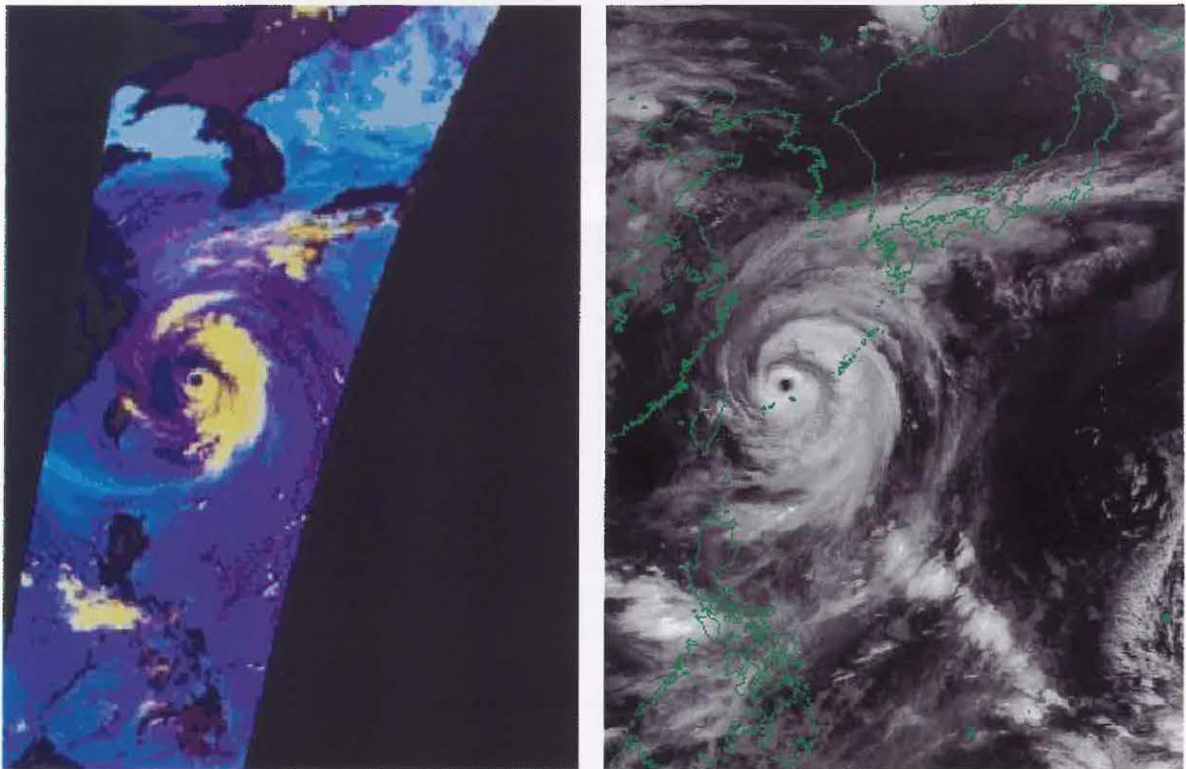


図5-3-1 Aqua衛星の改良型高性能マイクロ波放射計(AMSR-E)による2002年台風第5号周辺の画像とGMS-5赤外画像との比較
(左) Aqua衛星のAMSR-Eによる89.0GHz及び23.8GHz輝度温度情報のカラー合成画像(2002年7月3日1726UTC)
(宇宙航空研究開発機構/地球観測利用推進センター提供)
(右) GMS-5赤外画像(2002年7月3日1746UTC)

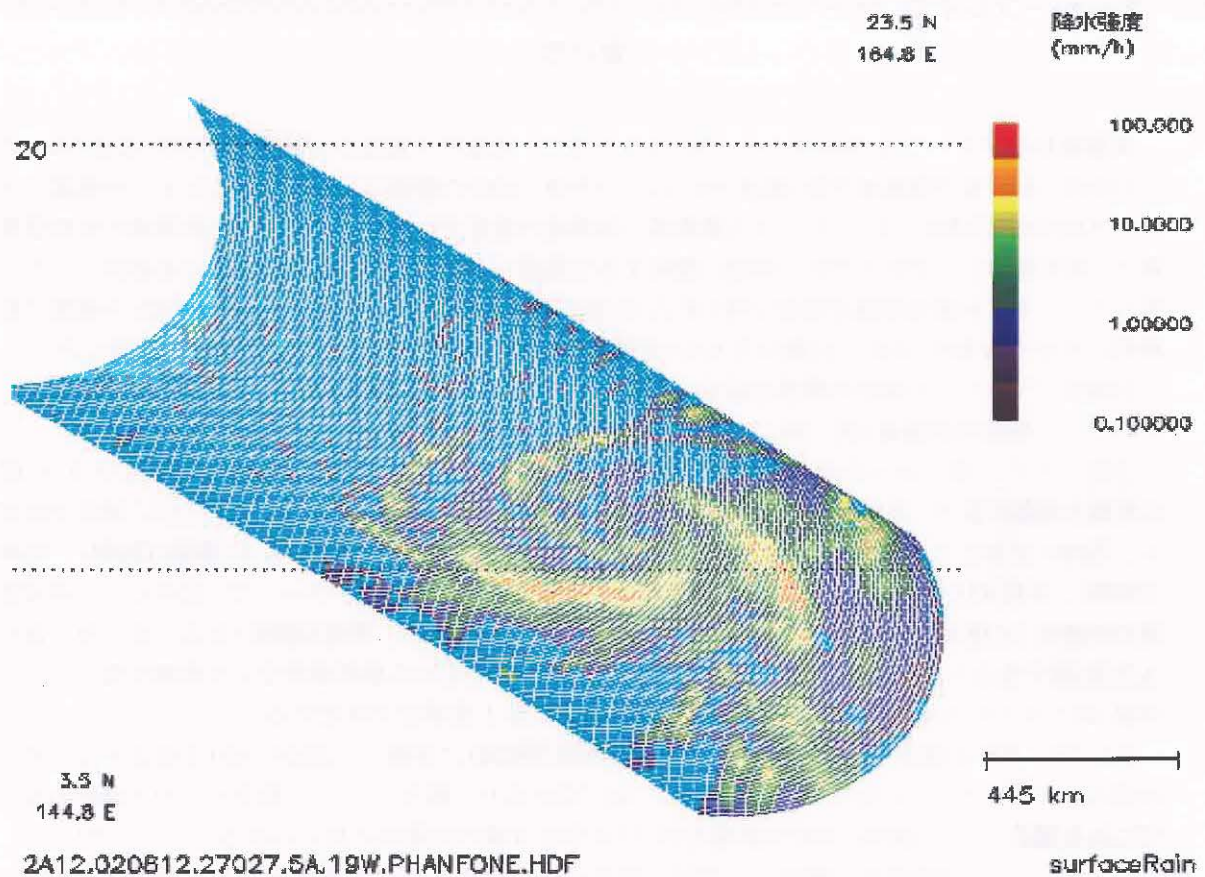


図5-3-2 TRMM衛星のマイクロ波観測装置(TMI)で観測した2002年の台風第13号周辺の降水強度平面図(2002年8月12日0035UTC)
(宇宙航空研究開発機構/地球観測利用推進センター提供)

*1 衛星名等の略語

AMSR-E :Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS
 DMSP :Defense Meteorological Satellite Program
 EORC :Earth Observation Research and application Center
 EOS-PM1:Earth Observing System PM-1
 GMS :Geostationary Meteorological Satellite
 GOES :Geostationary Operational Environmental Satellite
 JAXA :Japan Aerospace Exploration Agency
 JPL :Jet Propulsion Laboratory
 NASA :National Aeronautics and Space Administration
 NOAA :National Oceanic and Atmospheric Administration
 SSM/I :Special Sensor Microwave Imager
 TMI :TRMM Microwave Imager
 TRMM :Tropical Rainfall Measuring Mission

*2 http://sharaku.eorc.jaxa.jp/AMSR/topics/2002/07_j.htm#02

Aqua 衛星及び TRMM 衛星の観測データは宇宙航空研究開発機構地球観測利用推進センター(JAXA/EORC)において作成されており、同センターより提供を受けた。

気象衛星センターでは1989年から2003年5月まで、気象庁予報部の台風暴風域半径(風速50kt以上の半径:R50)及び強風域半径(風速30kt以上の半径:R30)の解析などを支援するため、台風雲パラメータ抽出処理(通称:台パラ)による暴風域・強風域の推定を行った。これは人と計算機の対話型業務で、衛星画像からR50とR30に密接に関係する台風雲パラメータ(萩原ほか(1989))を抽出し、この雲パラメータと台風強度推定処理で得られたCI数から、回帰式によりR50とR30の半径(予報課で最終的に決定するR50、R30とは異なるもの)を推定し、雲パラメータとともに予報課へ通報した。

台風雲パラメータの抽出の概要を紹介すると、台風の中心位置(緯度(LATS)、経度(LONS))を切出し中心として解析用雲画像(例:図C-8-1、2)を準備し、以下の手順で各パラメータを抽出する。

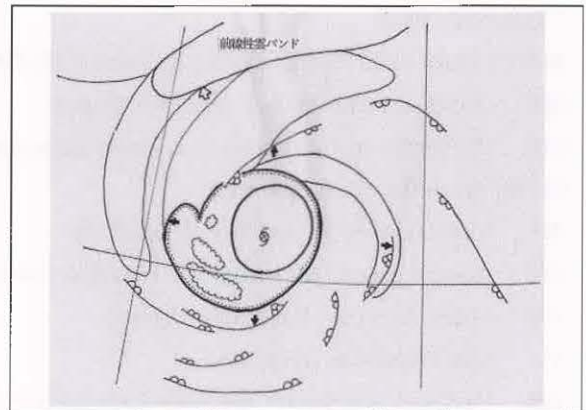
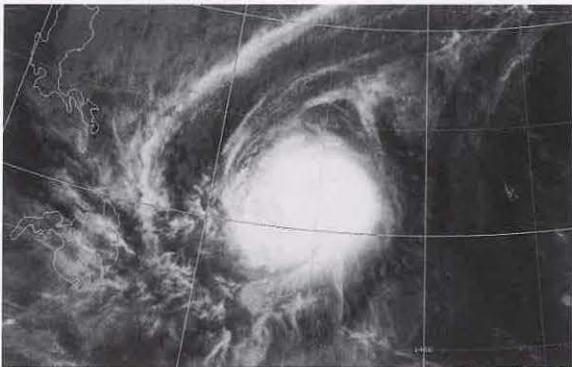
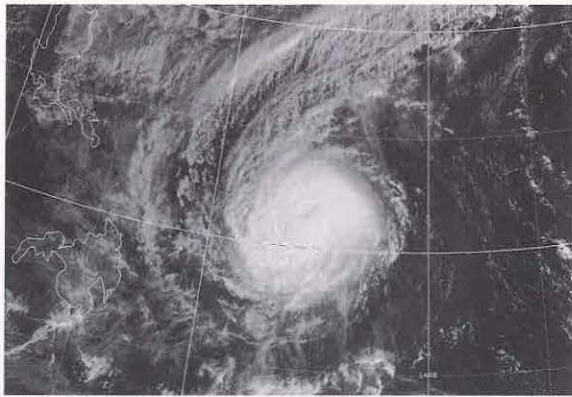
①雲システム(図C-8-3の点彩域)の形をもとにパターンを選択し、②眼があるときは眼の大きさ(眼の長軸と短軸の長さ:長軸(EYEMX)、短軸(EYEMN)、平均(EYEA))を0.1度(lat:以下同じ)単位で決定し、③CDOがあるとき(図C-8-3の点彩域の内側の円)はその長軸と短軸の長さ(長軸(CDOMX)、短軸(CDOMN)、平均(CDOAV))を0.1度単位で決定する。さらに、すべての雲パターンで、④中心から対流雲域の外縁までの距離(北(NORTH)、東(EAST)、南(SOUTH)、西(WEST)、平均(AREA))を北、東、南、西の4方向(図C-8-3の黒矢印)について0.1度単位で決定、⑤中心から偏西風帯を示す前線性雲バンドの南縁(図C-8-3の白矢印)までの最短距離(距離(BAND))を1度単位で決定する。

次にR50、R30を推定するため、①CI数を中心気圧(PRESS)に変換し、②R50、R30を推定するための回帰式は、雲パターンによりa)「CDOなし」、b)「CDOあり、眼なし」、c)「眼あり」の3種類あるのでこれを選択して、③R50、R30の計算を行う(太字は3種の回帰式に用いられるパラメータ)。

例えば、b)の「CDOあり、眼なし」では、以下のような式を用いる(得られる値の単位は海里)。

$$R50 = -2.085 \times \text{PRESS} + 1.181 \times \text{EAST} + 2050.586$$

$$R30 = -1.758 \times \text{PRESS} + 2.989 \times \text{AREA} + 0.200 \times \text{LATS} + 1.760 \times \text{CDOMX} + 1732.067 \quad (\text{牧野佐知子})$$



図C-8-1 (左上) 可視画像(1986年12月20日00UTC
台風第28号の例)

図C-8-2 (左下) 赤外画像(同)

図C-8-3 (右上) 台風雲パラメータ測定箇所等

付 録

付録A 雲の判別*

気象衛星による雲の観測は、上空からその雲頂を観測しており、また、その分解能が数 km と粗いという点で、地上から行う目視の雲の観測とは異なる。そのため、衛星から観測した雲(雲型)と地上から観測した雲(雲形)は別のものとして認識する必要がある。衛星画像を利用した雲の判別では、地上観測の10種雲形と異なり、一般に表A-1のようにCi(上層雲)、Cm(中層雲)、St(層雲/霧)、Cb(積乱雲)、Cg(雄大積雲)、Cu(積雲)、Sc(層積雲)の7種類の雲型に分類する。

衛星画像による雲型判別法は、気象衛星画像の解析と利用(2000)に詳しいが、衛星画像解析の基本でありかつ重要であるので、熱帯域の主要な雲であるCiとCbを中心に、その判別法を述べる。

表A-1 衛星画像による雲型分類

| 雲 型 | 分 類 | |
|---------|-----|-----|
| 上層雲 Ci | 層状雲 | 上層雲 |
| 中層雲 Cm | | 中層雲 |
| 層雲/霧 St | — | 下層雲 |
| 層積雲 Sc | | |
| 積雲 Cu | 対流雲 | — |
| 雄大積雲 Cg | | |
| 積乱雲 Cb | | |

A.1 各種画像の特徴による雲の判別

(1) 各種画像の特徴

表A1-1に示すように、各気象衛星(MTSAT^{*1}-1R、GMS-5、GOES-9)の同種の画像センサー同士には、観測波長に若干の差がある。しかし、ここで解説する画像解析法では、その特性の違いによる差は小さいと考えて、GMS-5及び米国の気象衛星GOES-9の画像を使用した。本書では、MTSAT-1Rで得られる3.7 μ m画像の解説には、GOES-9の3.9 μ m画像を使用した。

(a) 可視画像

可視画像(図A1-1(a))では雲や地表面で反射された太陽光の強弱を示す^{*2}。反射光が強いほど明るく、弱いほど暗くなり、太陽光のない夜間は利用できない。反射光の強さは、雲の厚さ、太陽光のあたる角度、雲粒の大きさ、密度、雲を構成している物質が水か氷かなどに深い関係がある。太陽高度が低い朝夕には雲頂高度の高い厚い雲の影が周辺の雲頂高度の低い雲に投影されているのが見られることがある。この影により雲の高さを比較することができる。

Ciは雲層の厚さが薄く、それ自体の密度も低いので、下が透けて見えたり灰色に見えたりする。

一方、CbはCiより雲層の厚さが厚く、その密度も高いので、明るく見え、発達した厚い雲ほどより白く輝いて見える。また、雲頂表面の凹凸感は一不均一で、主に風上側の雲縁が明瞭であること

表A1-1 MTSAT-1Rと各気象衛星の画像・センサー特性の比較

各画種の波長[μ m]、衛星直下点での分解能[km]、画像階調を示す。

| 衛星名 センサー | MTSAT-1R | GMS-5 | GOES-9 |
|--------------------------|---|----------------------------------|---|
| 画種 | JAMI | VISSR | IMAGER |
| 可視 (VIS) | 0.55-0.90 μ m 1km/1024階調 | 0.55-0.90 μ m 1.25km/64階調 | 0.55-0.75 μ m 1km/1024階調 |
| 赤外1 (IR1) | 10.3-11.3 μ m 4km/1024階調 | 10.5-11.5 μ m 5km/256階調 | 10.20-11.20 μ m 4km/1024階調 |
| 赤外2 (IR2) | 11.5-12.5 μ m 4km/1024階調 | 11.5-12.5 μ m 5km/256階調 | 11.50-12.50 μ m 4km/1024階調 |
| 水蒸気 (IR3) | 6.5-7.0 μ m 4km/1024階調 | 6.5-7.0 μ m 5km/256階調 | 6.50-7.00 μ m 8km/1024階調 |
| 3.7/3.9 μ m (IR4) | 3.5-4.0 μ m ^{*1} 4km/1024階調 | — | 3.80-4.00 μ m ^{*2} 4km/1024階調 |

^{*1} 3.7 μ m画像と呼ぶ。^{*2} 3.9 μ m画像と呼ぶ。

*廣畑 雅哉

から判別できる。この凹凸感は太陽光がやや斜めからあたっている朝夕が観察しやすい。太陽高度角の大小により、輝きや凹凸感が異なるので、その発現位置と撮像時刻の関係に注意する必要がある。これに対し、層状雲は雲頂の表面が滑らかで一様である。霧など厚みのない雲は灰色に見える。

(b) 赤外画像

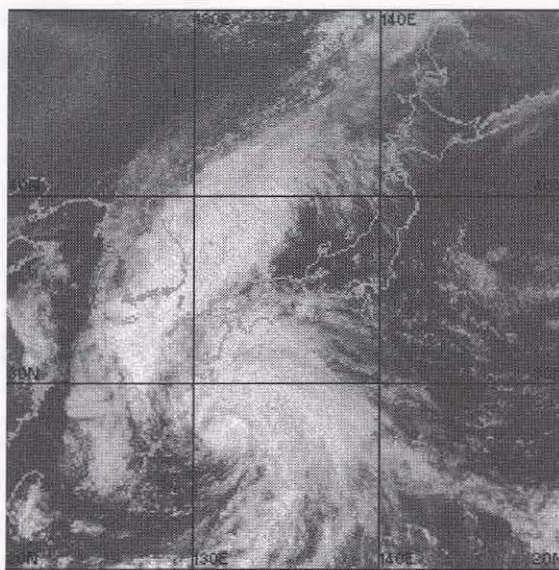
通常、単に赤外画像という場合は、表 A1-1 に示した「赤外 1 (IR1) 画像」のことである。この画像は物体が放射する赤外 1 の波長帯(11 μ m 帯)の放射量を観測し、輝度温度に変換し表されたもので、その物体表面の温度分布を表したものである。輝度温度とは、黒体に相当すると仮定した物

体からの放射温度である(以後、「輝度温度」は単に「温度」と呼ぶことにする)。

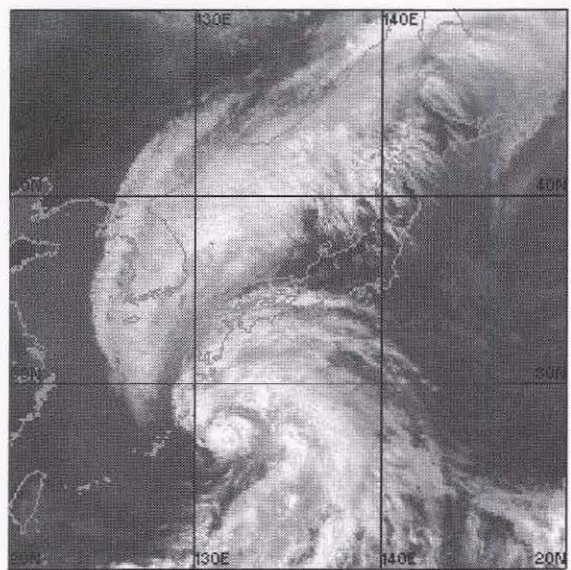
MTSAT-1R の赤外画像の場合、衛星直下の赤道付近で 4 km \times 4 km 領域の平均した温度を表わしている。

一般に赤外画像では、温度の高いものを暗く、低いものを明るく表示している(以後、赤外画像で「暗い(黒い)」とは温度が高いことを、「明るい(白い)」とは温度が低いことを意味する)⁴³⁾。

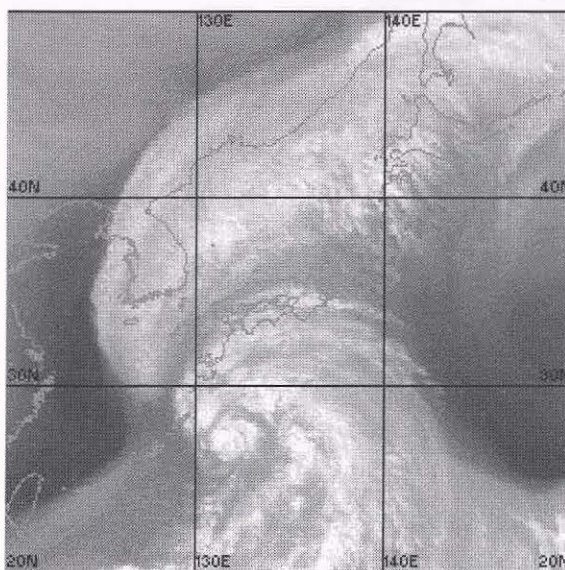
厚い雲の射出率を 1.0 と仮定した場合、赤外画像から雲頂温度を知ることができる。その場所における気温の鉛直構造がわかれば、その雲頂温度を雲頂高度に変換することができる。気温の鉛



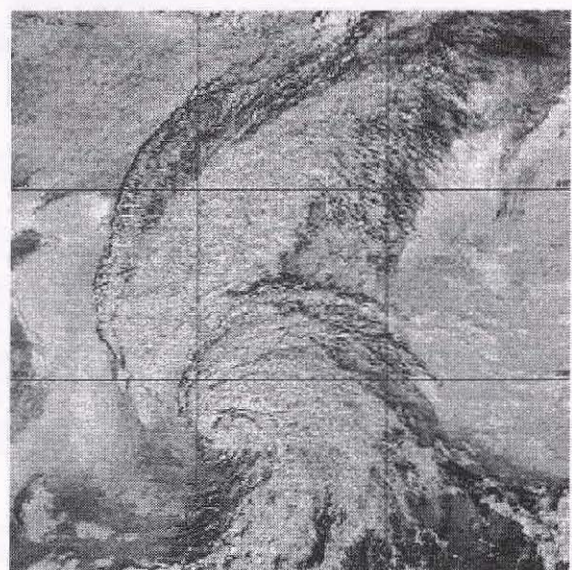
(a) 可視画像



(b) 赤外画像



(c) 水蒸気画像



(d) 赤外差分画像

図 A1-1 GOES-9 による各種画像(次頁へ続く)

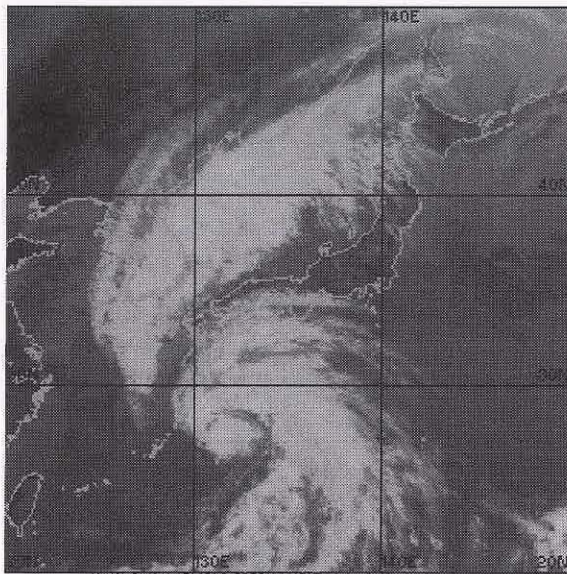
直構造の推定には、数値予報の客観解析値や予報値を用いることが多い。対流圏では一般に上層ほど気温が低いので、雲頂温度が低い雲ほど雲頂高度が高くなる。すなわち、雲頂温度の変化から鉛直方向の発達を監視できる。

図 A1-1 (b) に赤外面像の例を示す。赤外面像では一般的に雲頂高度が高いほど白く見えるので、Ci は白く、筋状(Ci ストリーク)やCb から吹き出す羽毛状(かなとこ巻雲)、流れに直交する小さな波状(トランスバースライン)などの形状を示すことが多い。対流雲(Cu、Cg、Cb)は灰色から白色に見え、発達した対流雲ほどより白く見える。

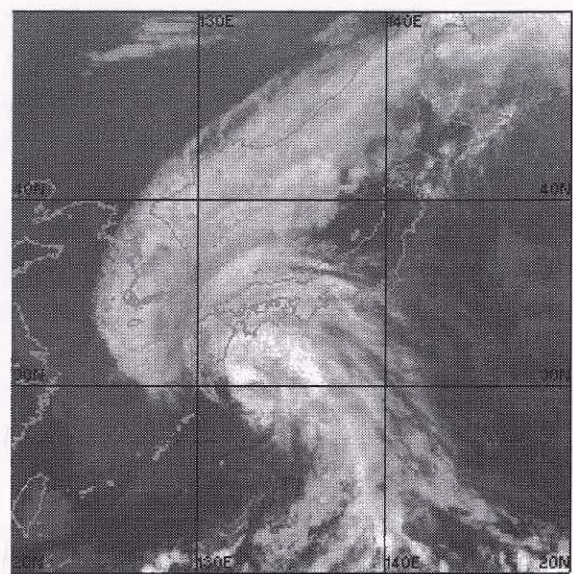
赤外面像は可視画像と異なり昼夜同じ条件で観測ができるので雲域の常時監視に利用できる。

(c) 水蒸気画像

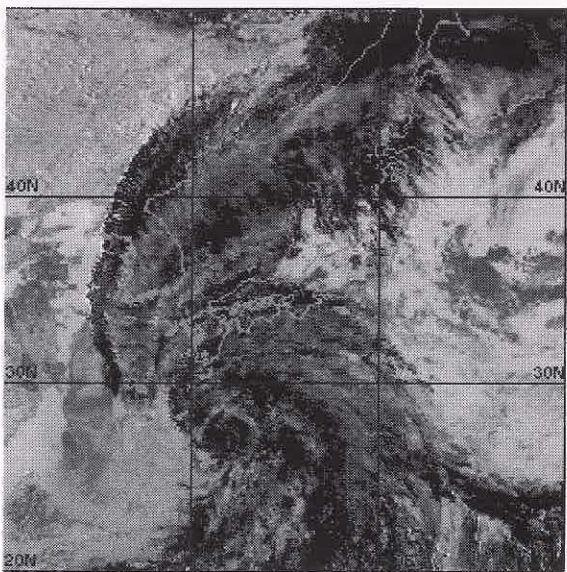
水蒸気画像は赤外面像の一種で、赤外面像と同様に、温度の低いところを明るく、温度の高いところを暗く画像化している。水蒸気による吸収が大きな波長帯(6.5-7.0 μm)を観測する画像であり、画像の明暗は対流圏上・中層の水蒸気が多寡に対応するという特徴をもつ。このため、画像から上・中層の水蒸気の水平分布が推定できる(図 A1-1 (c))。さらに重要なことは、雲のないところでも画像の明暗のパターンやその動きから上・中



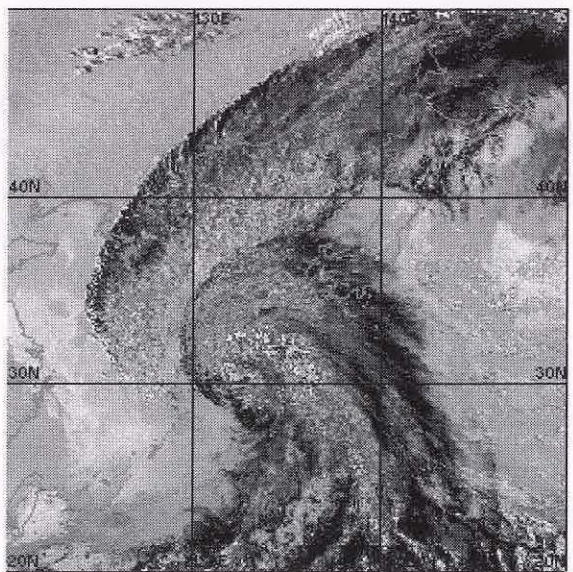
(e 左) 昼間の 3.9 μm 画像



(e 右) 夜間の 3.9 μm 画像



(f 左) 昼間の 3.9 μm 差分画像



(f 右) 夜間の 3.9 μm 差分画像

図 A1-1 GOES-9 による各種画像

(a)~(d) 及び (e 左), (f 左) は 2003 年 5 月 30 日 06UTC、(e 右), (f 右) は同日 12UTC

層の大気の流れが推定できることである。この推定された流れは季節や場所によってもその高度が異なる。平均的な大気放射特性から推定すると250~500hPa程度の高度に相当することが多い。ジェット気流や上層トラフ、UCLの検出にも有効で、上層トラフ後面の下降気流によって生じた上・中層の乾燥域が暗域として検出されることもある。

(d) 赤外差分画像

赤外差分画像(スプリット画像とも呼ばれる)は、赤外1(11 μm 帯)の温度から赤外2(12 μm 帯)の温度を差し引き、その差が大きいほど暗くなるように画像化している。その例を図A1-1(d)に示す。赤外1も赤外2も、大気窓と呼ばれる大気による吸収の少ない波長帯を用いているが、水蒸気や石英等(火山灰、黄砂)による吸収や散乱の特性がわずかに異なる。

赤外差分画像の特徴は、薄いCiや下層雲の識別に有効なことである。薄いCiは画像上では黒く見えるため、地形性CiとCbの判別などに利用できる。厚いCiの場合は灰色に見える。また、下層雲は赤外1と赤外2では共に黒体に近くその差分は0で画像上では明るく見え、赤外画像では暗く海面と区別できない場合に有効である。

(e) 3.7 μm 画像

3.7 μm 画像は赤外画像の波長帯と同じく大気吸収が小さい大気窓に属する波長帯の放射量の多寡を示したものである。その例をここでは3.9 μm 画像で図A1-1(e左、右)に示す。この画像は太陽光の影響が大きいため、昼間と夜間の画像は区別して利用しなければならない。昼間の画像では反射の大きいところはより白く、逆に小さいところではより黒く表している^{*)}。夜間の画像では赤外画像と似た性質をもち、温度が低いほど白く逆に高いほど黒く表している。

この画像は夜間の霧や下層雲の検出に有効である。

(f) 3.7 μm 差分画像

3.7 μm 差分画像は3.7 μm の温度から赤外1の温度を差し引いて画像化したものである。その例を3.9 μm 差分画像で図A1-1(f左、右)に示す。差が正のとき暗く、負のとき明るく表している^{*)}。

Lee *et al.* (1997)や山崎ほか(1999)によるとこの画像は夜間の霧や下層雲・薄いCiの判別に有

効で、3.7 μm 画像より検出しやすい。氷晶から成るCiに対し、3.7 μm は可視光に近い性質を有し、雲を透過しやすい。夜間は雲頂からの放射に温度の高い地上からの放射が薄いCiを通過して加わり、3.7 μm では実際の雲頂温度よりも高く算出される。このように、3.7 μm では赤外1より透過の効果が大きいので、雲頂温度は赤外1の温度よりも高くなり、両者の温度差は正の値になる。このため薄いCiの領域が識別でき、例えば降水を伴うCbと伴わないかなと巻雲(Ci)との区別が可能となる。

(2) 各種画像の特徴を利用した雲型判別の事例

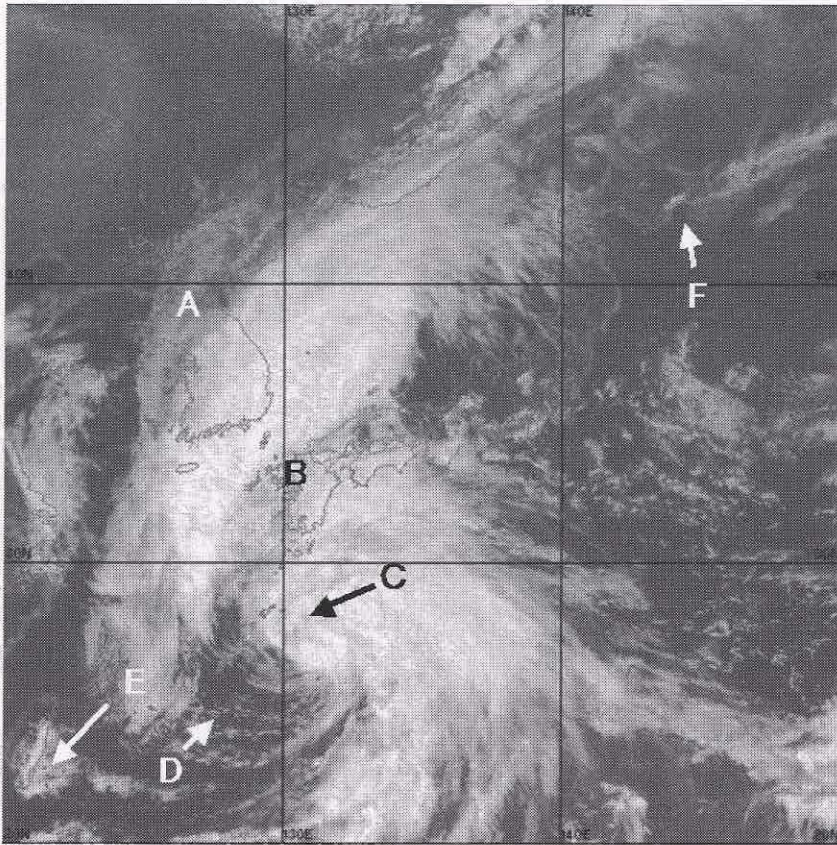
衛星画像から判別される雲型は、層状雲(Ci、Cm、St)と対流雲(Cb、Cg、Cu)とに大別され、Scは両者の中間的な性格をもつ。層状雲は、広い範囲にわたる比較的一様な上昇流によって形成される。したがって、鉛直方向の広がり(雲の厚さ)に比べ、水平方向の広がりが遙かに大きい。層状雲は、ひとまとまりの広がりをもつ雲域として認識され、雲の表面が滑らかで雲頂の凹凸が少ないという特徴をもつ。一方、対流雲は、狭い範囲の強い上昇流によって形成される。そのため、層状雲に比べて雲は厚く、雲域の広がり小さい。対流雲は、独立したセル状、列状またはテーパリング状(人参状)の雲域として認識され、雲の表面が凸凹しているという特徴をもつ。

可視と赤外の画像それぞれで、その雲域の分布・形・輝度又は明度・表面の凹凸感などの見方を比較しそれらを組み合わせることによって、ほとんどの雲型判別ができる。夜間には、可視画像を利用することができないが、前述の赤外差分画像や3.7 μm 画像、3.7 μm 差分画像が有効な手段となる。

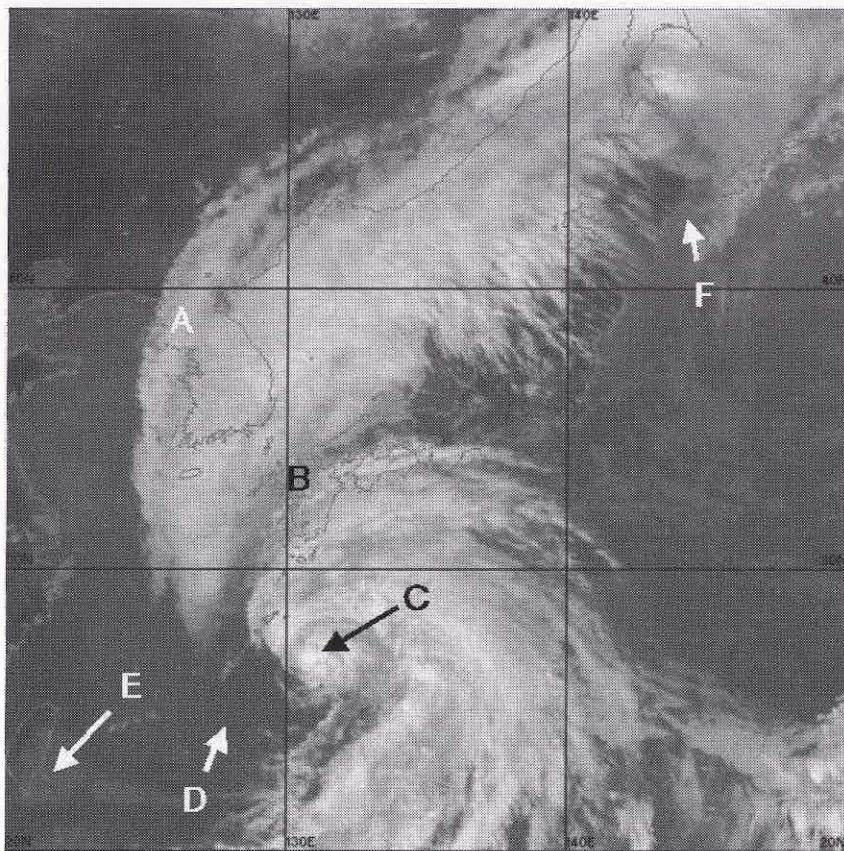
次に、その2種類の画像を用いて見てみる。次頁図A1-2に雲型判別事例を示す。

朝鮮半島北部から沿海州にかかる雲域AはCiである。赤外画像では白い帯のように見える。この雲域の走向は上層の風向に沿っている。可視画像ではCiの下にある下層雲が透けて見える。従って、この雲域は薄いCiである。

九州西海上から九州北部にかかる雲域BはCmである。赤外画像では雲域Aよりも温度が高いため明灰色に見え、一様な広がりがある。可視画像では白く見える。



(a) 可視画像



(b) 赤外画像

図 A1-2 GOES-9 による可視画像(a)及び赤外画像(b) 2003年5月30日 05UTC

奄美諸島の南東海上のある雲域CはCb、Cgを含む対流雲域である。一般に、CbやCgは赤外面像では白く見え、形状は粒状または塊状である。雲の大きさは数kmのものからCbの集合したクラウドクラスターと呼ばれる数百kmに及ぶ雲域まで様々である。規模が分解能以下(数km程度)のものではやや暗く見える。また、Ciも塊状のものがあり、注意が必要である。両者の判別方法は次節(A.2)で詳しく述べる。可視画像で見た場合、Cbはもっとも白く明るい雲域として確認でき、表面はゴツゴツした感じに見える。朝夕は影が周辺の低い雲に映って見えることがある。

沖縄の南海上にある雲域DはCuである。赤外面像ではEの雲域と同様に暗灰色に見え、温度が高い下層の雲であることがわかる。可視画像では明白色に見え、形状も粒状または線状で雲縁は明瞭である。

先島諸島付近及び台湾東岸にある雲域EはScである。赤外面像では暗灰色に見え、Bより暗く、見え難い。温度がさらに高く下層雲であることがわかる。雲域の表面は滑らかに見える。可視画像ではやや凸凹して見える。

北海道太平洋側から千島列島に見える雲域Fは霧または下層雲域である。赤外面像では雲頂の温度が高く、海面とほぼ同じ温度のために区別できない。可視画像では灰色に見え、この図では地形に沿って広がって見える。

以上見てきたように、可視・赤外の両画像を比較することで、雲型判別を行うことができる。しかしながら、夜間には、可視画像を利用することができないので、前に述べた各波長帯の特性を利用した赤外差分画像や $3.7\mu\text{m}$ 画像、さらに、 $3.7\mu\text{m}$ 差分画像が有効な手段となる(図5-2-1参照)。

A.2 動画による雲の判別

(1) 動画による雲の判別の特徴

一般に、一定期間の衛星画像の動画を使うことにより、雲型判別や擾乱の検出及びその動向把握が容易になる。動画による雲型判別の利点には次のようなことがあげられる。

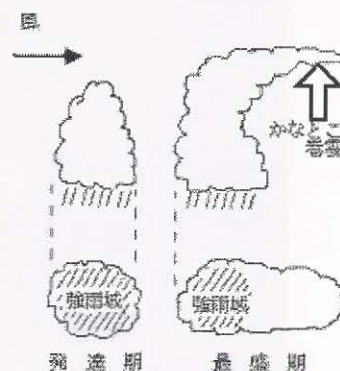
- ①数時間の動画によりCiとCbの判別が移動速度の違いから可能となる。
 - ②数時間の動画により擾乱の移動方向・速度の検出ができる。
 - ③数時間～数日の動画により擾乱の発達・衰弱など推移を捉えることができる。
- また、利用上の注意として次のようなことがあげられる。

- ①可視画像動画は夜間には使えない。
- ②動画画像の時間・空間分解能より小さい現象を捉えることはできない。

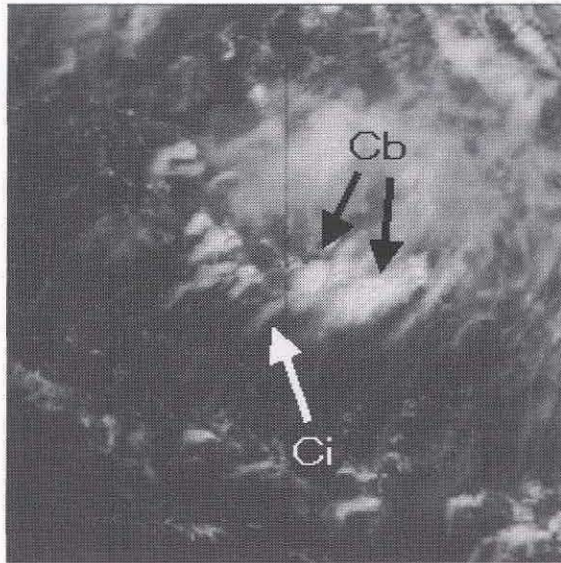
(2) CbとCiの判別

熱帯域における雲型判別の具体例としてCb(積乱雲)とCi(上層雲)の判別事例を示す。対流雲に似た粒状のCiの場合、1枚の画像だけではCbとの区別が難しい場合がある。Cbの動きは中・下層風に支配されており比較的動きが遅く、Ciは上層風に流されるので動きが速く、その移動方向が両者で異なることが多い。この動きの違いから厚いCiかCbかを判断できる。対流雲はほかの雲より比較的経時変化が激しいことも判断材料の一つになる。また、対流雲の形状はセル状、ライン状などが一般的で、Cbの集合体(Cbクラスター)やテーパリング状になる場合もある。

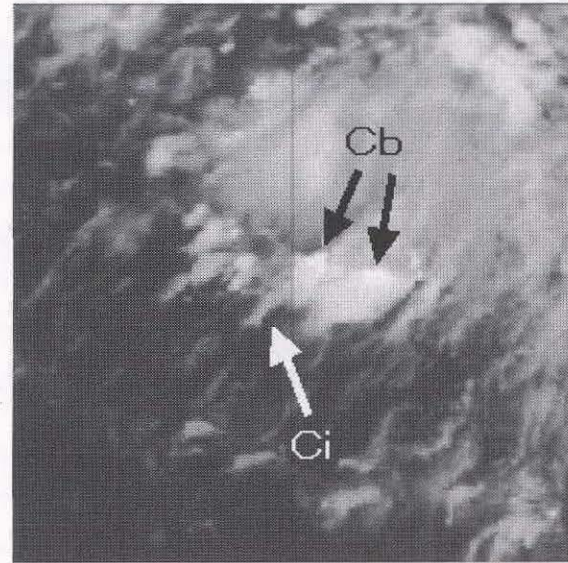
Cbはかなとこ巻雲(Ci)を伴うことが多い(図A2-1)ため、Cbか単にかなとこ巻雲のみの領域か



図A2-1 Cbとかなとこ巻雲の模式図



(a) 可視画像



(b) 赤外画像

図 A2-2 Cb とかなとこ巻雲の可視画像(a)と赤外画像(b) (2003年11月13日 01UTC)

を的確に判別する必要がある。図 A2-2(a)の可視画像に示すように、Cb は凹凸の明瞭なセル状に見えるのに対して、かなとこ巻雲は滑らかな薄い膜またはベール状に見える。さらに、それぞれの動きの違いに着目して、動画を用いて Cb かかなとこ巻雲かを判別することができる。なお、かなとこ巻雲は上層の風下側に限らず、圏界面直下の

風上側にも一部広がることがあるので注意しなければならない。また、(b)の赤外画像では画像の明暗を調節、強調し、動画で見ることにより、非常に濃い白色の Cb の部分と拡大するやや淡い白色域のかなとこ巻雲とに判別が可能な場合がある。

*1 MTSAT : Multi-functional Transport SATellite の略。日本の運輸多目的衛星。航空管制機能と、GMS シリーズ後継としての気象観測などの機能をもつ。

*2 可視画像の分解能は MTSAT-1R の場合、衛星直下赤道付近で $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ であるので、この領域内の平均値が観測される。したがって、反射率の高い雲に隙間があり、その隙間から海面や地面が見えていると、反射率が低くなるので注意しなければならない。

*3 赤外画像の分解能は MTSAT-1R の場合、衛星直下赤道付近で $4\text{ km} \times 4\text{ km}$ であるので、この領域内の平均の放射量が観測される。したがって、雲に隙間があったり、薄い Ci の場合、下の暖かい海面や地面の放射が隙間や雲の層を透過して到達していれば、温度の高いやや灰色がかった雲頂の低い雲に見えることになるので注意しなければならない。これらの見え方は、可視と同様、雲粒の密度や隙間の有無、厚さ(雲の特徴)に関わっているが、可視画像より分解能が低いいため、面的にならされた画像として見られる。

*4 画像表示の白黒(明暗)は反転させて表示する場合等があるので、その都度画像の表示設定を確認する必要がある。

付録B 盛衰の判断*

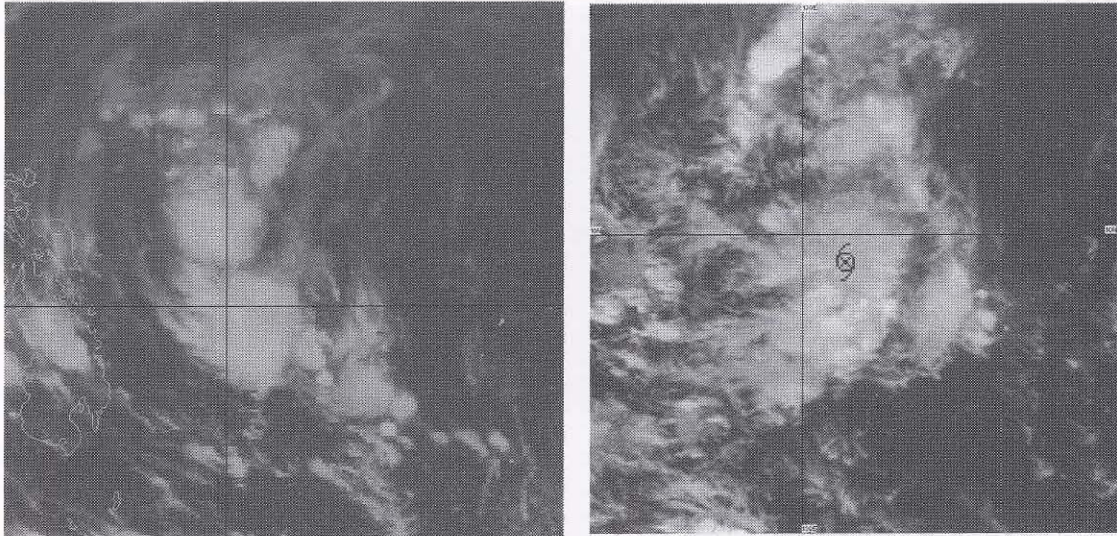
表B-1 台風又は熱帯低気圧の盛衰判断に関する雲・水蒸気パターンの特徴

| 時 期 | 着目事項(日中は必ず可視画像を併用する) | 発 達 の 兆 候 | 参照図 |
|--|---|--------------------------------|------|
| 発 生 期 | ・Cb クラスターの量(多寡) | 増加する | B-1 |
| | ・雲域としての集中性の有無 | 有る・増す | B-1 |
| | ・雲列の低気圧性湾曲の有無 | 有る・明瞭化する | B-2 |
| | ・CSCの有無 (数時間の動画で見る) | 有る(明瞭化する) | B-1 |
| 発 達 期 から 最 盛 期 | ・台風の雲域の大きさ | 拡大する | B-3 |
| | ・台風の雲域の円さ (CSC への雲列の低気圧性巻込み) (雲域の中心に対する対称性) | 円くなる 巻込みが明瞭になる 対称性が良くなる | B-4 |
| | ・下層から上層までの雲域の厚さ | 揃って厚くなる | |
| | ・雲頂高度(雲頂温度) (カラー-EIR 画像で見る) | 高くなる(温度低下) | |
| | ・CDOの有無、形・大きさ | 現れる・円くなる・大きくなる | B-5 |
| | ・眼の有無 (眼の形状) (直径) | 現れる 真円く明瞭になる 小さくなる | B-3 |
| | ・上層雲(Ci)の高気圧性吹出し | 吹出しが顕著になる | B-6 |
| | | 衰弱又は温低化の兆候 | |
| 衰 弱 期 又は 温 帯 低 気 圧 化 期* ¹ | ・台風の雲域の大きさ* ² | 小さくなる | |
| | ・台風の雲域の円さ (CSC への雲列の低気圧性巻込み) (雲域の対称性) | 楕円形・不定形になる 巻込みが緩む 非対称になる | B-7 |
| | ・下層から上層までの雲域の厚さ | 上層雲を失い薄くなる | |
| | ・雲頂高度(雲頂温度) (カラー-EIR 画像で見る) | 低くなる(温度上昇) | |
| | ・CDOの有無、形 | 無くなる・円形度が悪くなる | B-8 |
| | ・眼の有無 (眼の形状) (直径) | 無くなる 円形度が悪くなる 大きくなる | B-7 |
| | ・上層雲(Ci)の高気圧性吹出し | 非対称になる | B-7 |
| | ・CSC 付近の背の高い組織的な対流雲域 | 減少する・消滅する | B-7 |
| | ・下層雲域(下層循環中心)と上・中層雲域や背の高い組織的な対流雲域とのズレ | 生じる・拡大する | B-9 |
| | ・下層雲(背の低い層積雲や細かな積雲列からなる雲)域の様子 | CSC の西側や南側から中心部に侵入・拡大する | B-9 |
| | ・CSC 付近から南～南西に伸びる対流雲列 | 形成される | B-9 |
| | ・水蒸気画像による暗域の動向 (水蒸気画像の動画で見る) | CSC 付近へ侵入する | B-10 |
| | ・前線帯の雲域との関係 | 接近・併合する | |

*1：台風の温帯低気圧化(以下、温低化と略す)は衰弱とは限らないが、ここでは台風がそのまま熱帯擾乱として衰弱する場合又は温低化して衰弱する場合を想定している。

*2：台風が温低化する場合は拡大することも多い。

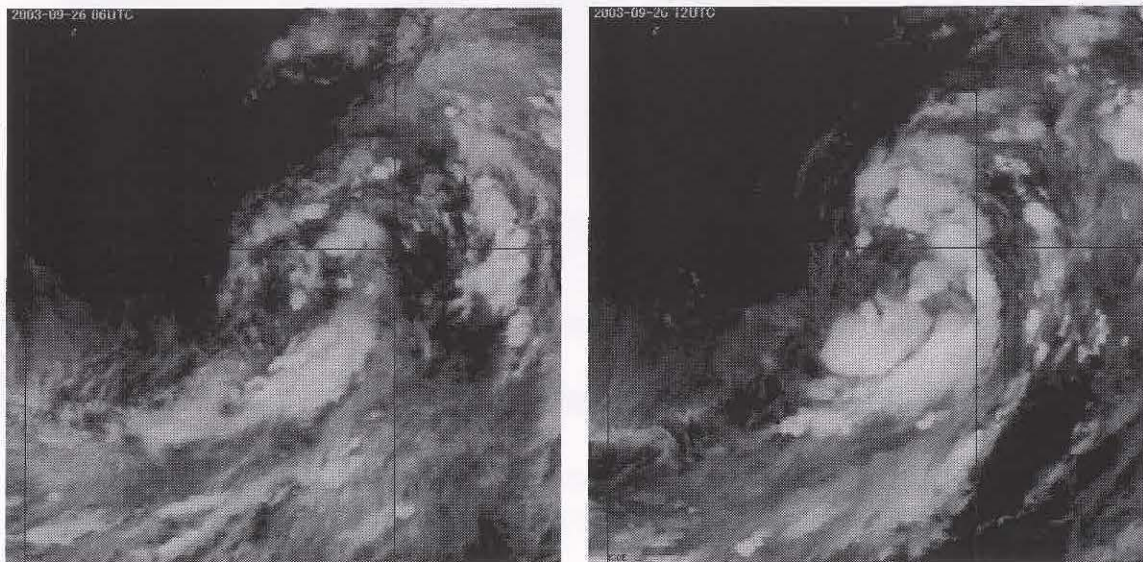
*安東義彦、安部俊司



図B-1上 2003年1月22日18UTC(左)と23日06UTC(右)の赤外面像(⑥はCSC、以下同じ)

発生期 雲域としての集中性の有無・・・有る・増す
CSCの有無・・・有る

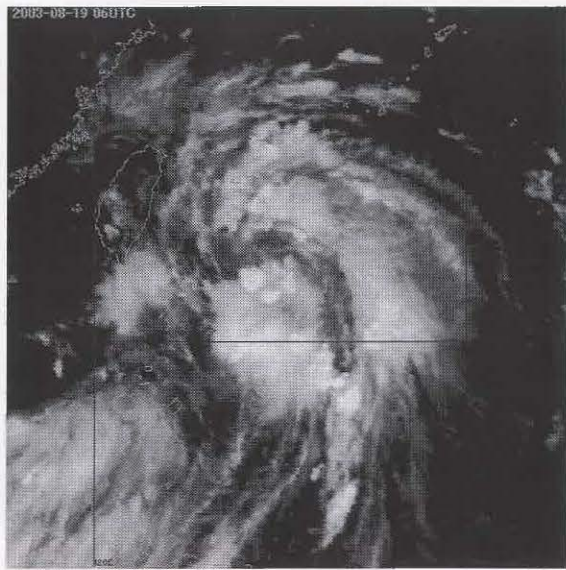
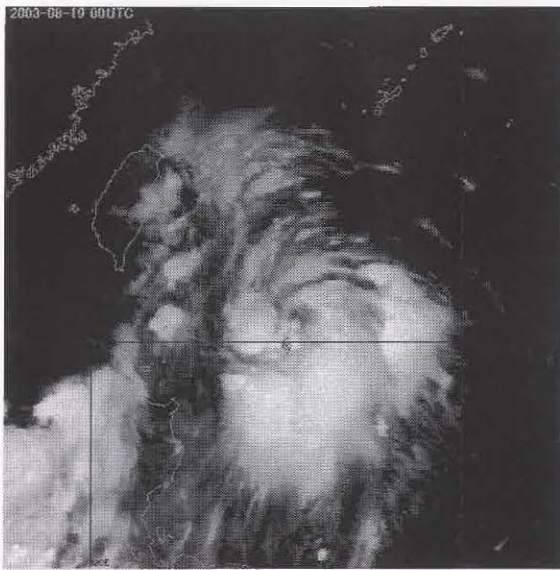
左の22日18UTCでは、雲域としての集中性はまだ少ないが、右の23日06UTCにおいては、雲域としての集中性も増して、動画を利用してCSCを決定できるようになった。



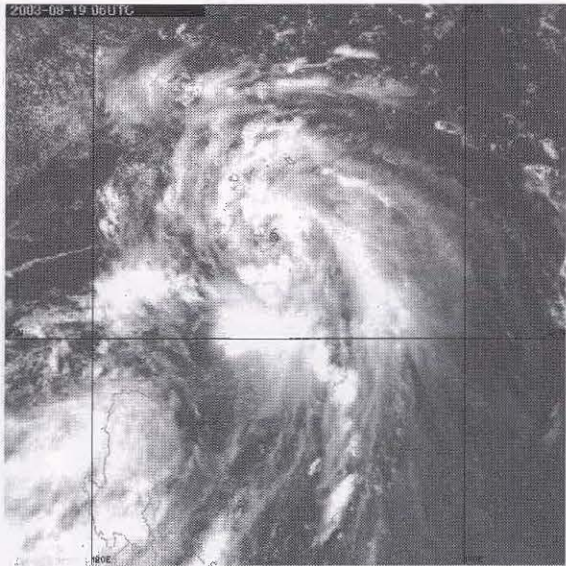
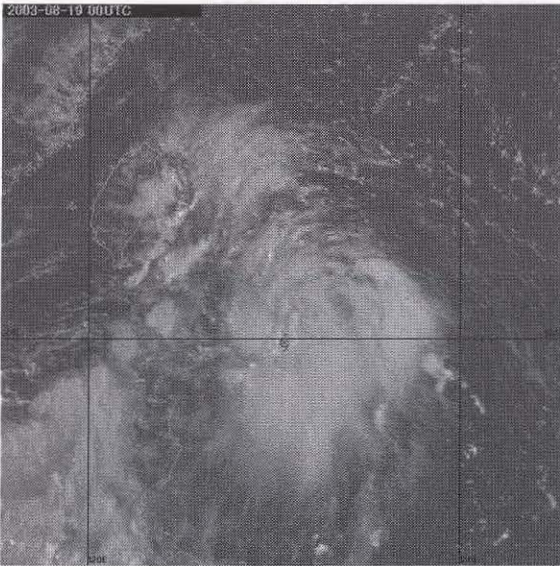
図B-1下 2003年9月26日06UTC(左)と12UTC(右)の赤外面像(以下GOES-9画像)

発生期 Cbクラスタの量(多寡)・・・増加する

このTDは発達中で、Cbクラスタの量が26日06UTCより12UTCで増加している。この後、この雲システムは、18UTCには2003年台風第16号になった。



図B-2上 2003年8月19日00UTC(左)と06UTC(右)の赤外画像



図B-2下 2003年8月19日00UTC(左)と06UTC(右)の可視画像

発生期 雲列の低気圧性湾曲の有無・・・有る・明瞭化する

2003年台風第11号は、19日00UTCの時点ではTDであったが、06UTCには発達して台風になった。06UTCになると、CSC付近に巻き込む明瞭なCbバンドが見られる。

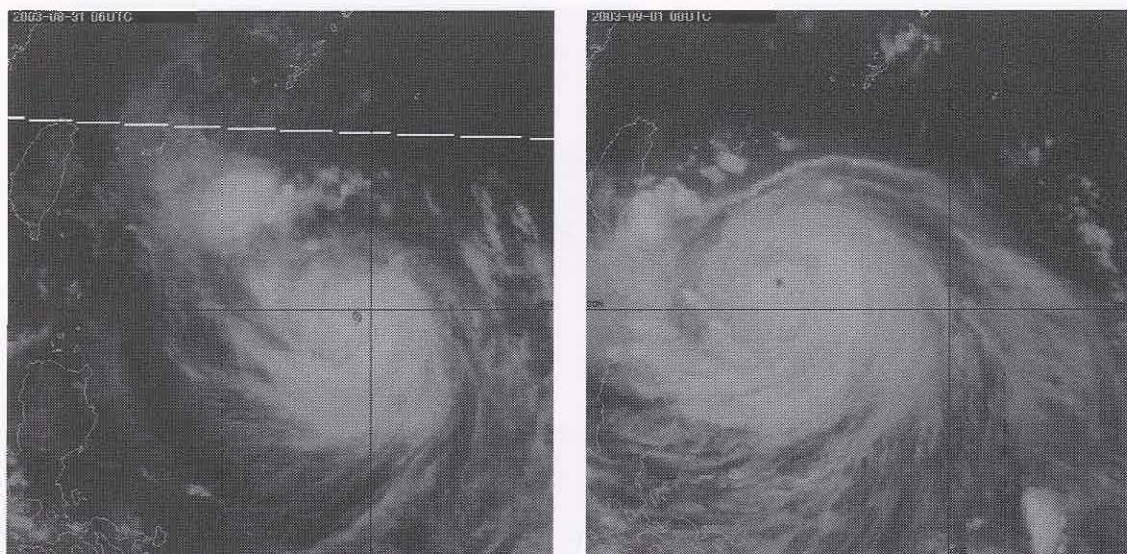


図 B-3 上 台風第 13 号の 2003 年 8 月 31 日 06UTC(左)と 9 月 1 日 00UTC(右)の赤外画像

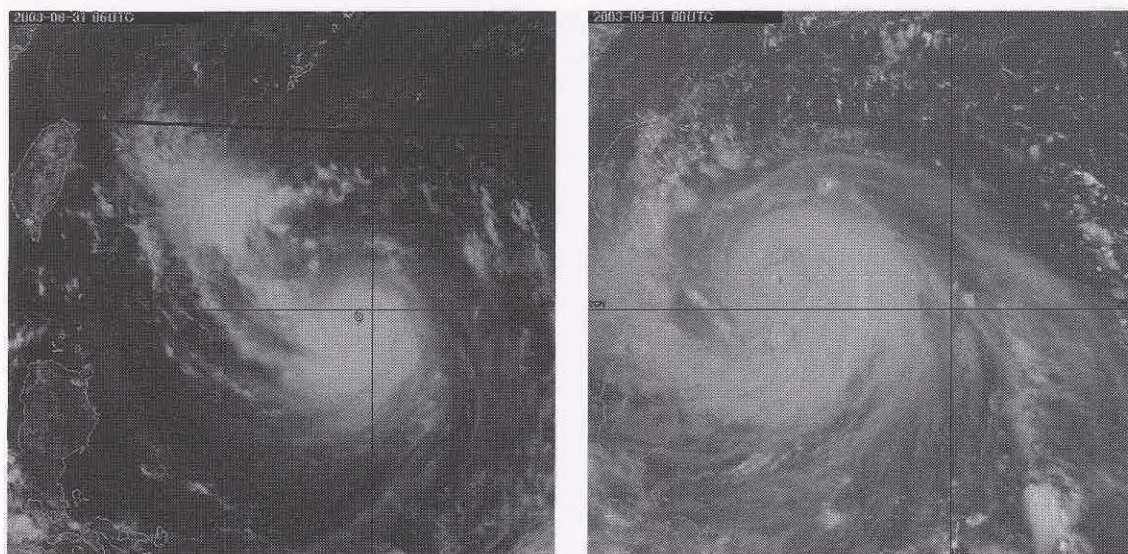
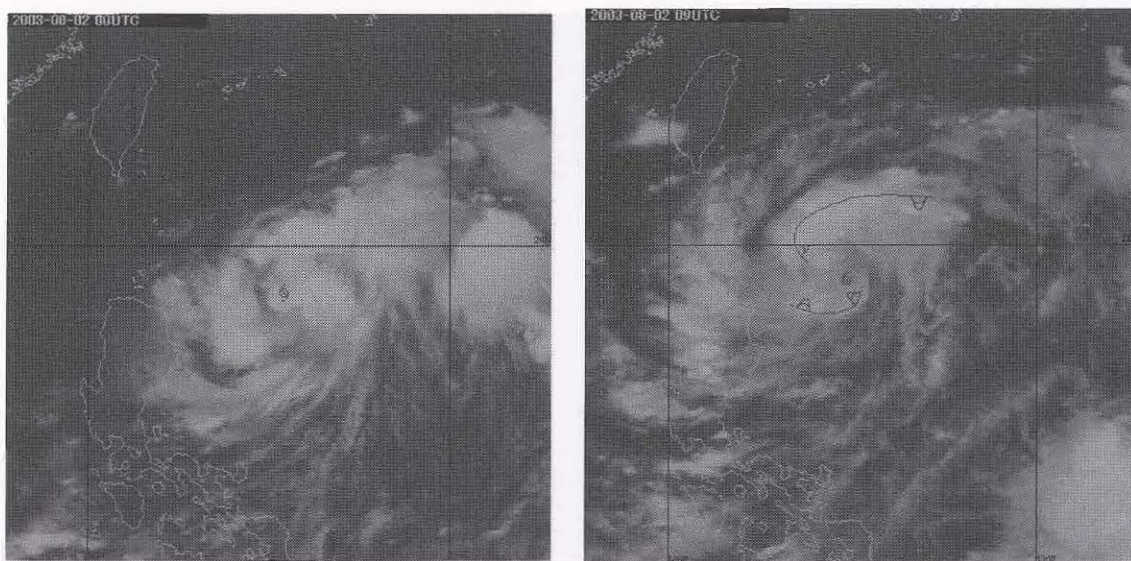


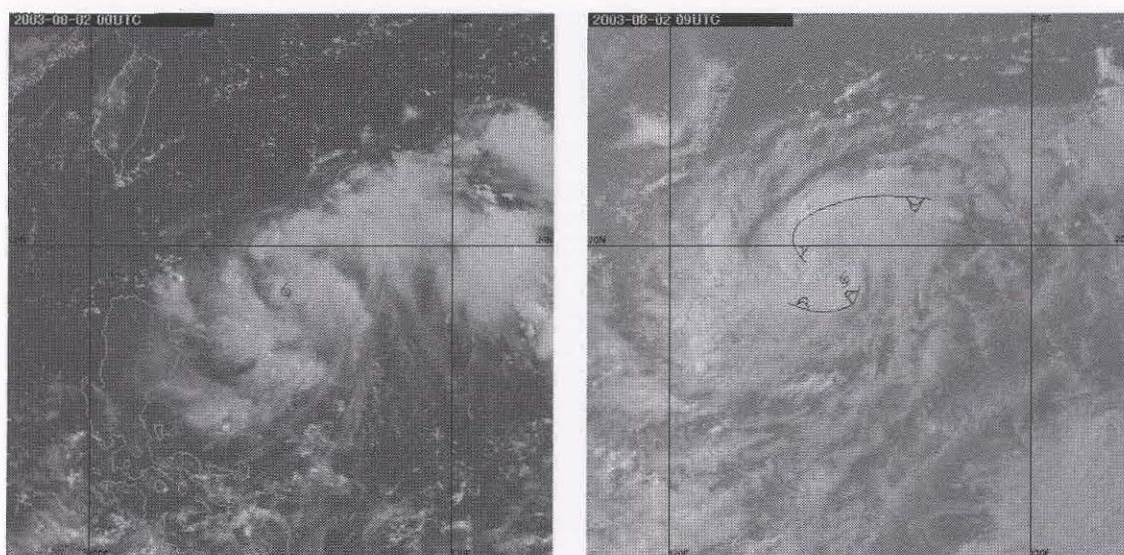
図 B-3 下 台風第 13 号の 2003 年 8 月 31 日 06UTC(左)と 9 月 1 日 00UTC(右)の可視画像

**発達期から最盛期 台風の雲域の大きさ・・・拡大する
眼の有無・・・現れる**

2003 年台風第 13 号は、8 月 31 日 06UTC には CD0 パターンであったものが、翌 9 月 1 日 00UTC には、輪郭不明瞭ながら眼が形成されている。また、台風の雲域も拡大している。



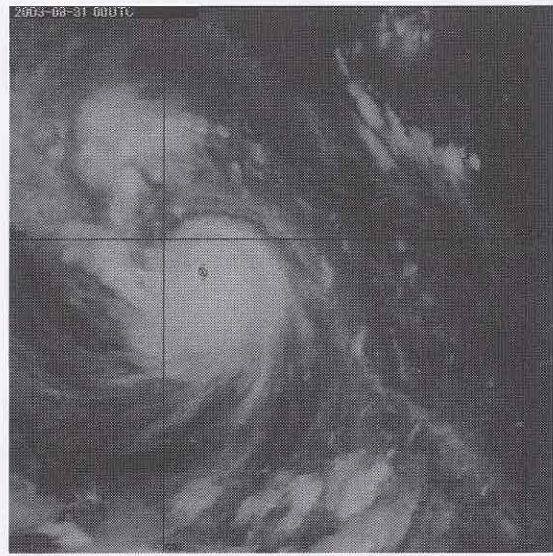
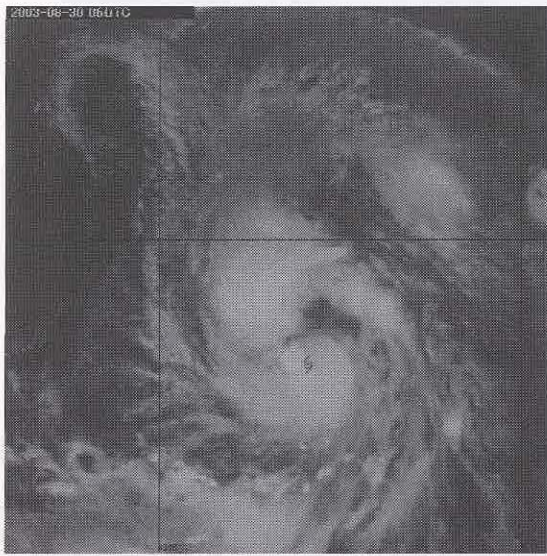
図B-4上 2003年8月2日00UTC(左)と09UTC(右)の赤外画像(AA はCbバンド)



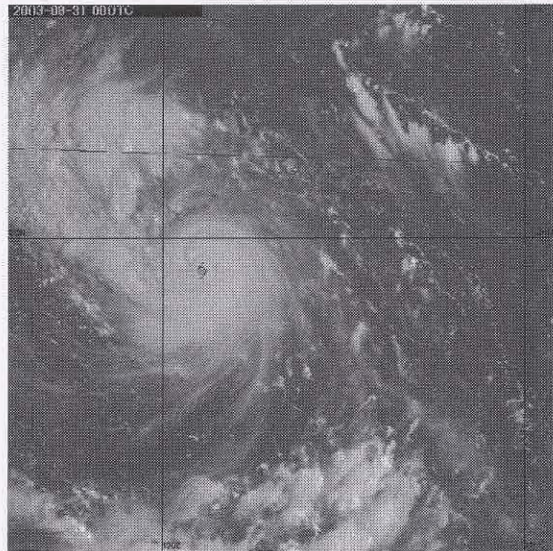
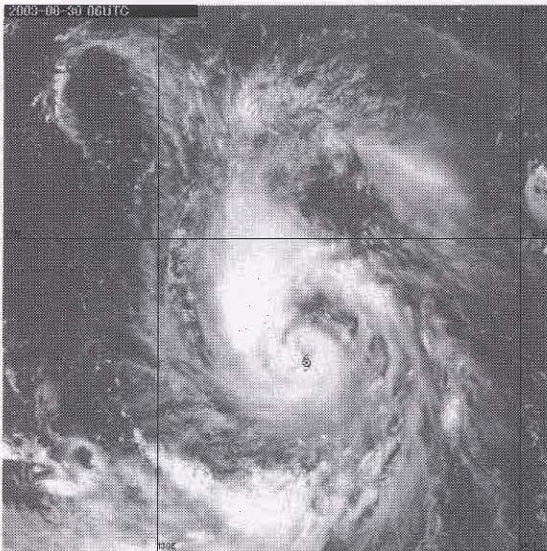
図B-4下 2003年8月2日00UTC(左)と09UTC(右)の可視画像

発達期 CSC への雲列の低気圧性巻き込み・・・明瞭化する

2003年台風第9号は、00UTCの時点ではTDであったが、06UTC以降、発達して台風になった。00UTCではCSCを指向する雲バンドはまだ明瞭には形成されていなかったが、09UTCになると、CSCを指向するCbバンドの低気圧性巻き込みが明瞭化している。



図B-5 上 台風第13号の2003年8月30日06UTC(左)と31日00UTC(右)の赤外画像



図B-5 下 台風第13号の2003年8月30日06UTC(左)と31日00UTC(右)の可視画像

発達期 CDOの有無・・・現れる

2003年台風第13号は、30日06UTCにおいてはバンドパターンを形成していたが、31日00UTCになると、輪郭は明瞭ではないがCDO(Indistinct CDO)を形成するようになった。

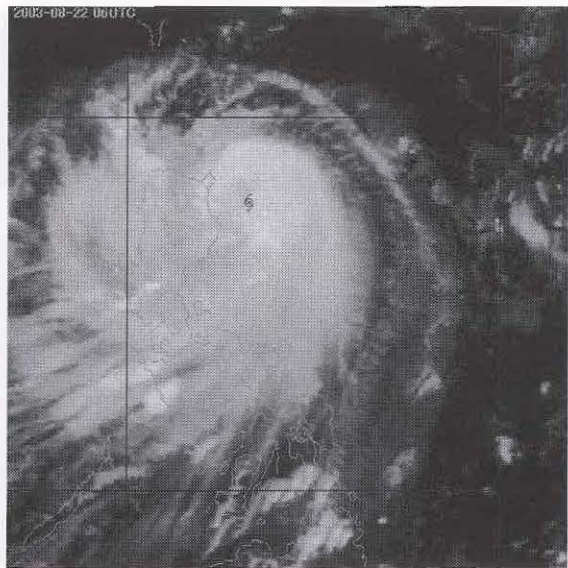
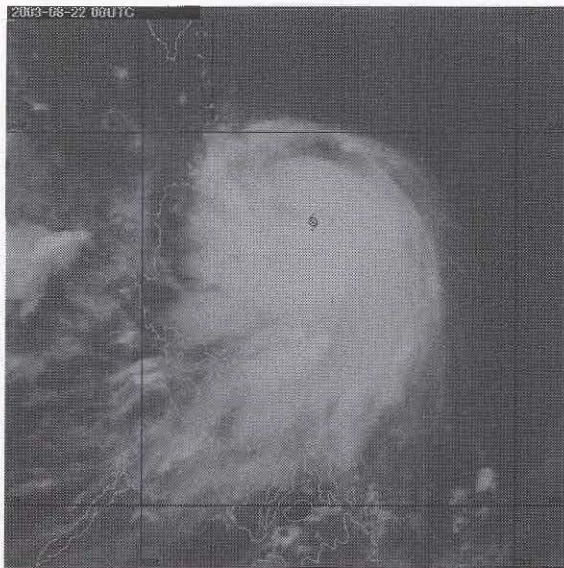


図 B-6 上 台風第 12 号の 2003 年 8 月 22 日 00UTC(左)と 06UTC(右)の赤外画像

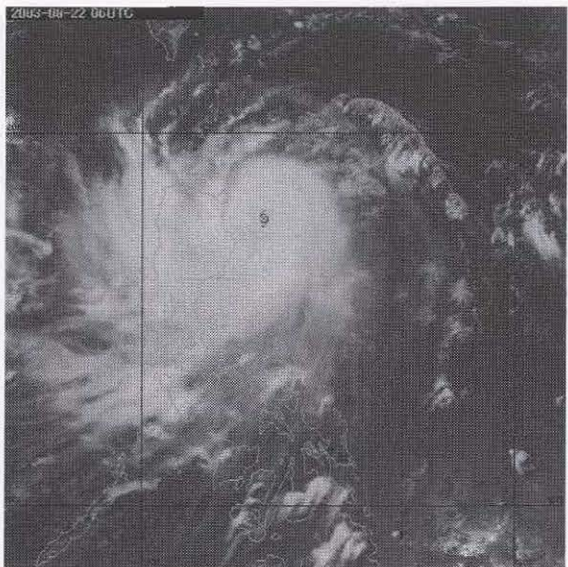
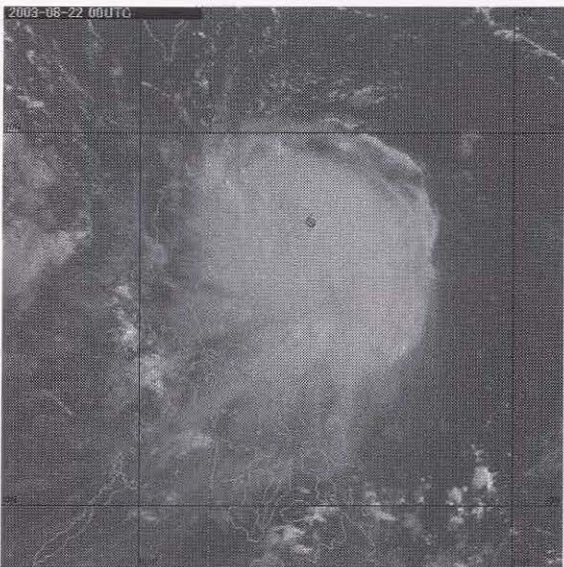


図 B-6 下 台風第 12 号の 2003 年 8 月 22 日 00UTC(左)と 06UTC(右)の可視画像

発達期 上層雲(Ci)の高気圧性吹き出し・・・顕著になる

2003 年台風第 12 号は 22 日 00UTC の時点よりも、06UTC には周囲への Ci の高気圧性吹き出しが顕著となった。

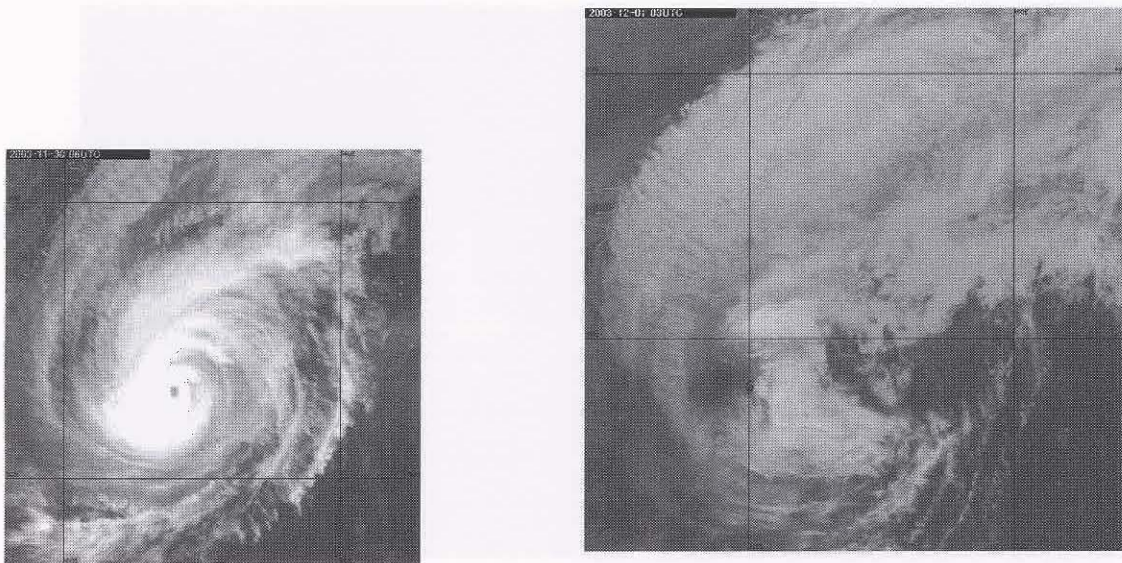


図 B-7 上 台風第 21 号の 2003 年 11 月 30 日 06UTC (左) と 12 月 1 日 03UTC (右) の赤外画像

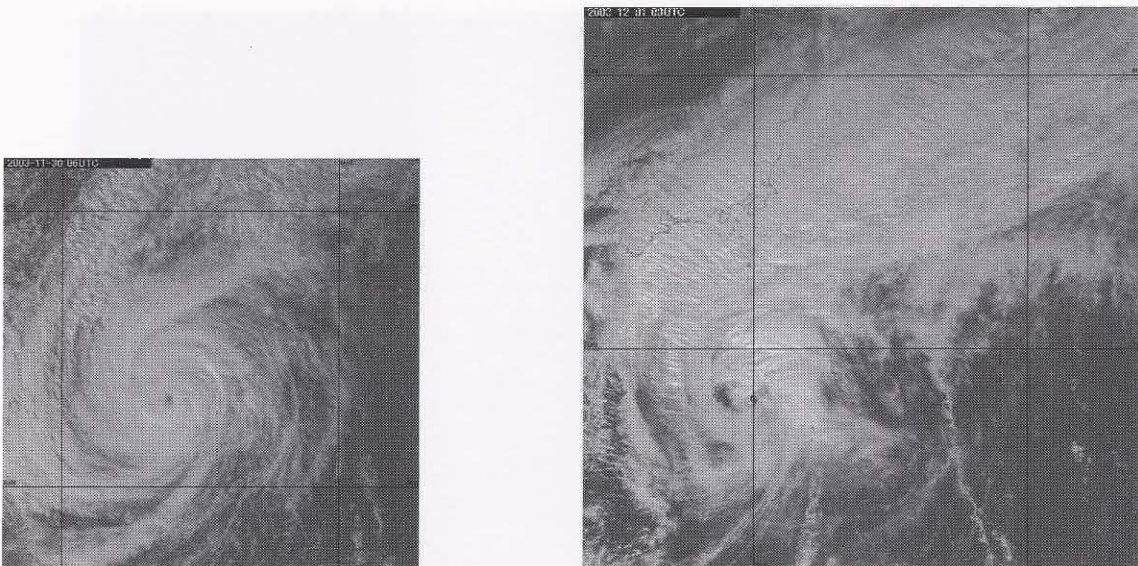


図 B-7 下 台風第 21 号の 2003 年 11 月 30 日 06UTC (左) と 12 月 1 日 03UTC (右) の可視画像

- 衰弱期** 台風の雲域の円さ・・・不定形になる
 眼の有無・・・無くなる
 上層雲(Ci)の高気圧性吹き出し・・・非対称になる
 CSC 付近の背の高い組織的な対流雲・・・減少する

2003 年台風第 21 号は、11 月 30 日 06UTC の時点では、Banding Eye 形状を保っていたが、12 月 1 日 00UTC になると、雲域の形が不定形となり、眼が無くなった。上層雲の高気圧性吹き出しも CSC から見ると北東側へずれている。CSC 付近の Cb 域は急激に減少して、CSC から離れた北～東側に残っている程度となった。

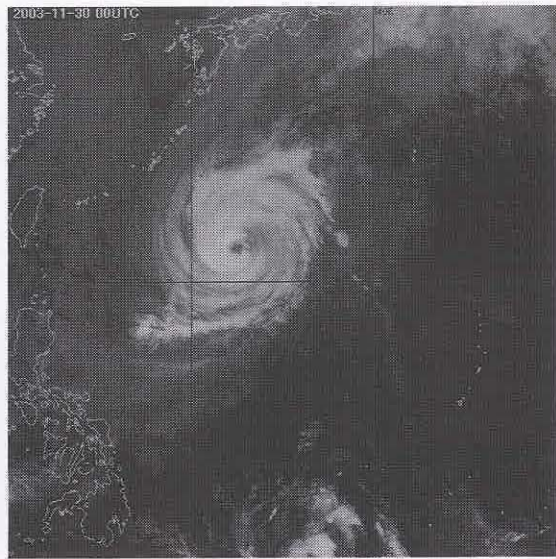
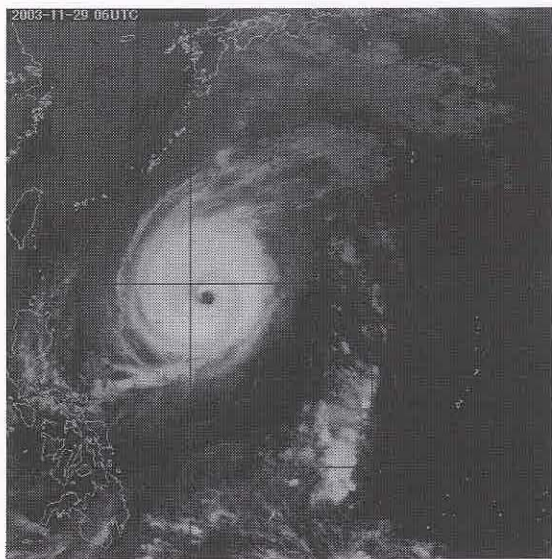


図 B-8 上 台風第 21 号の 2003 年 11 月 29 日 06UTC(左)と 30 日 00UTC(右)の赤外画像

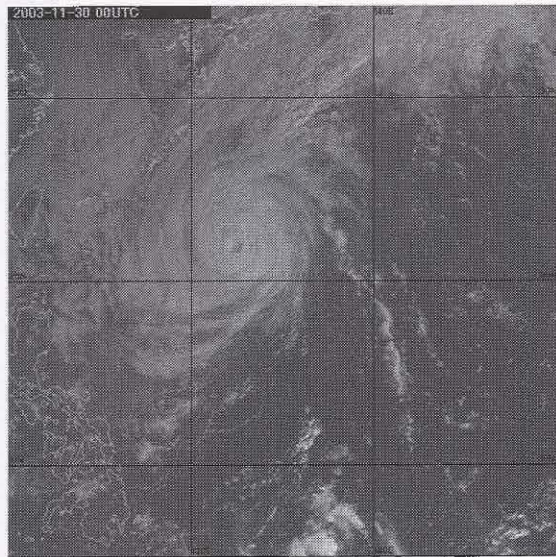
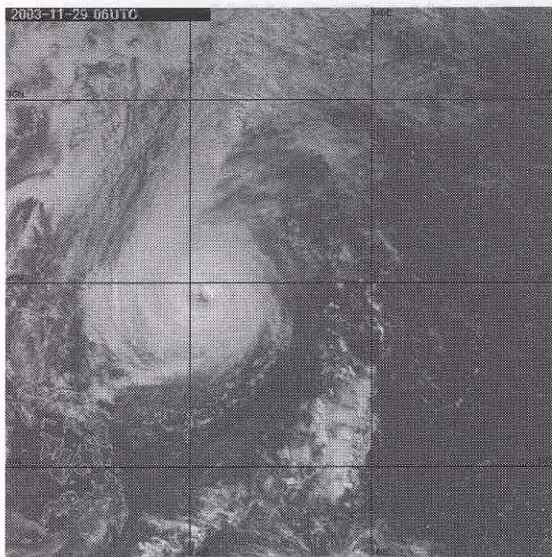
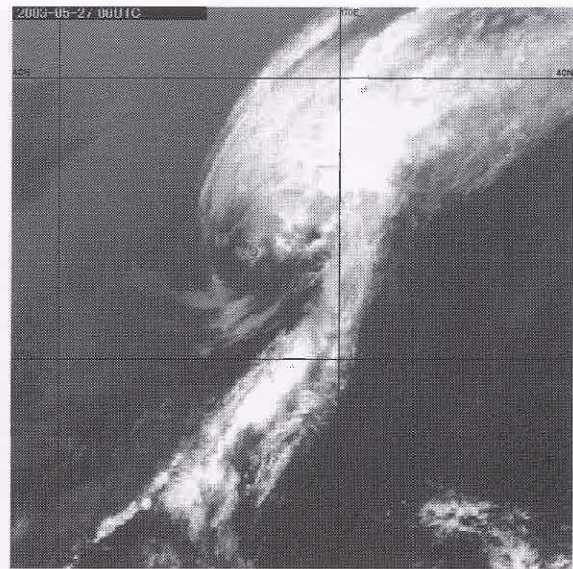
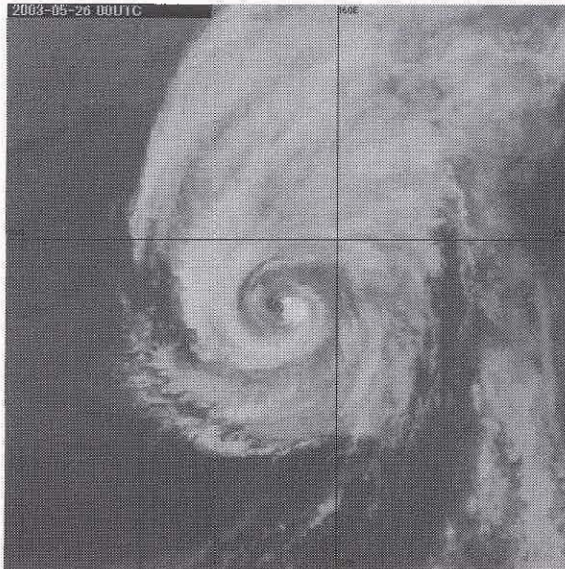


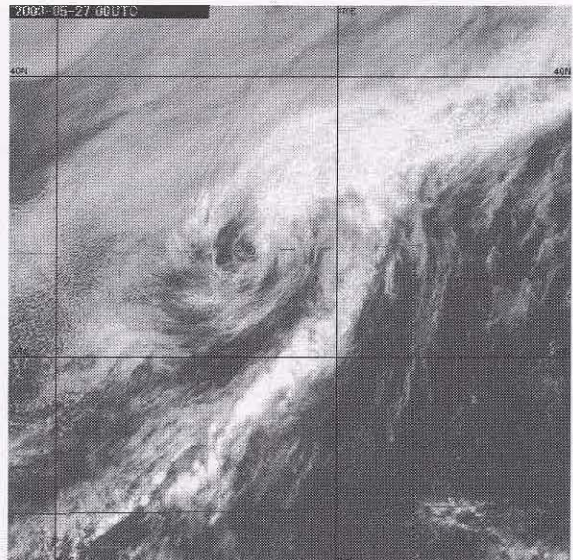
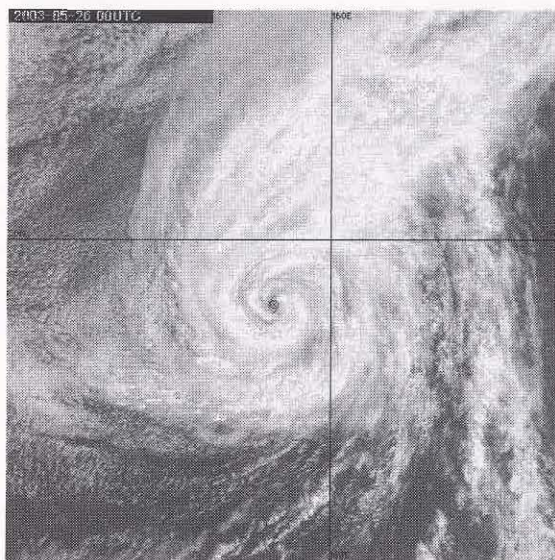
図 B-8 下 台風第 21 号の 2003 年 11 月 29 日 06UTC(左)と 30 日 00UTC(右)の可視画像

衰弱期 CDO の有無・・・無くなる

2003 年台風第 21 号は、11 月 29 日 06UTC には、眼の周囲を円く Cb 域が囲って CDO が明瞭であったが、30 日 00UTC になると衰弱し、CSC の東象限の Cb 域が崩れはじめ、CDO が無くなりかけている。



図B-9 上 台風第3号の2003年5月26日00UTC(左)と27日00UTC(右)の赤外画像



図B-9 下 台風第3号の2003年5月26日00UTC(左)と27日00UTC(右)の可視画像

衰弱期又は温低化期

下層雲域と上・中層雲域や背の高い組織的な対流雲域とのずれ・・・拡大する
 下層雲域の様子・・・CSC 付近に侵入する
 CSC 付近から南～南西に伸びる対流雲列・・・形成される

5月27日00UTCには、2003年台風第3号はCSC付近までSc化し、Cb域はCSCの北東象限に離れている。この後、台風は温帯低気圧化するが、寒冷前線となる雲バンド(対流雲列を含む)が形成されている。

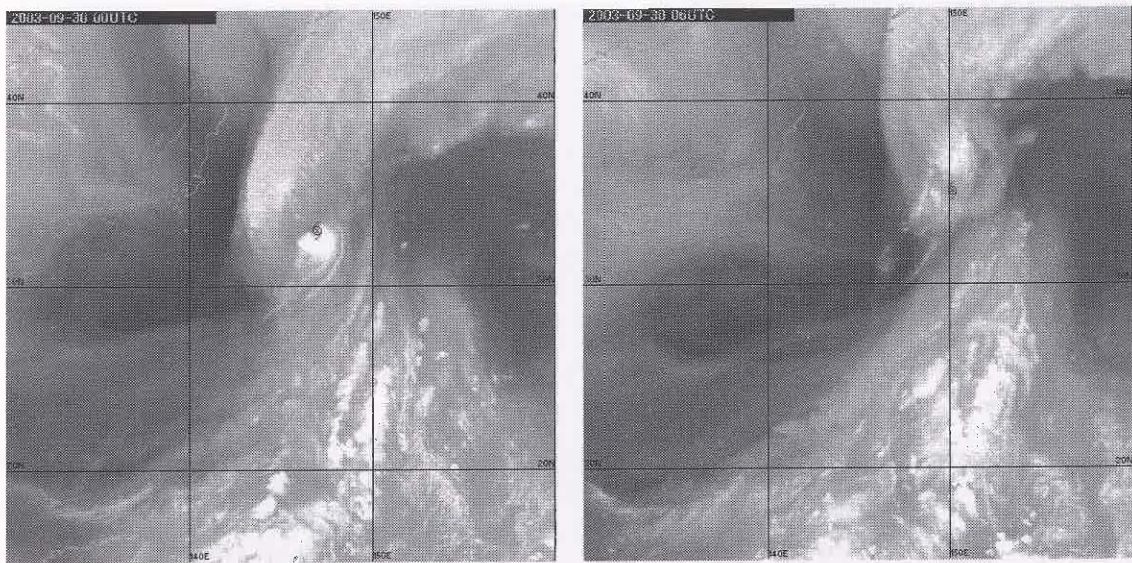


図 B-10 上 台風第 16 号の 2003 年 9 月 30 日 00UTC(左)と 06UTC(右)の水蒸気画像

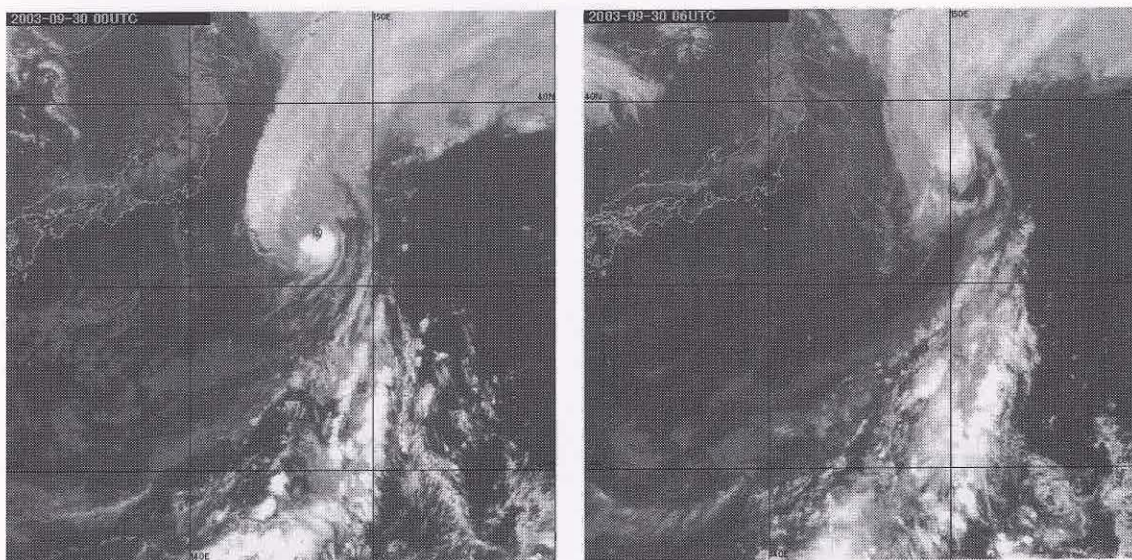


図 B-10 下 台風第 16 号の 2003 年 9 月 30 日 00UTC(左)と 06UTC(右)の赤外画像

衰弱期 水蒸気画像による暗域の動向・・・CSC 付近へ侵入する

水蒸気画像を見ると、06UTC には 00UTC よりも CSC 付近への暗域の侵入が進んでいる。2003 年台風第 16 号は 9 月 30 日 06UTC に温帯低気圧となった。

参考文献 索引

参考文献

- 明石秀平、木場博之、櫃間道夫(1986)：台風の気圧中心から離れて存在する積乱雲の渦、気象衛星センター技術報告、第13号、33-56.
- 阿部世史之、牧野義久、中鉢幸悦、上野忠良(1992)：衛星画像による雲特徴パラメータと台風発生期の最大風速との関連、気象衛星センター技術報告、第25号、15-43.
- 阿部世史之(1994)：衛星画像による雲特徴パラメータと台風発生期の最大風速との関連(Ⅱ)、気象衛星センター技術報告、第28号、1-32.
- 岩崎博之、武田喬男(1993)：日本周辺の雲クラスターの出現特性、天気、40、161-170.
- 上田文夫(1981)：GMS 赤外資料による熱帯雲域の雲頂高度別雲量の日変化、天気、28、327-332.
- 上野忠良(2002)：台風へと発達する雲システムの早期判別結果(2000, 2001年)と南シナ海で台風発達した雲システムの周辺場にみられる特徴、気象衛星センター技術報告、第41号、1-14.
- 宇宙開発事業団/通信総合研究所(2002)：宇宙から見た雨、Japan Advance Plan Co., Inc.、76pp.
- 小倉義光(1997)：メソ気象の基礎理論、東京大学出版会、215pp.
- 河原幹雄(1990)：大規模対流活動の年々変動と季節内変動、気象研究ノート、第168号、5-42.
- 川村宏(2000)：人工衛星による海洋観測の時代、測候時報、第67巻特別号、S1-S9.
- 気象衛星課(1976)：予報と解析への気象衛星資料の利用、気象庁、275pp. (Anderson, *et al.* (1974)の和訳)
- 気象衛星センター(1991)：雲解析事例集「テーパリングクラウド」、84pp.
- 気象衛星センター(1983)：気象衛星ひまわりによる雲画像の解析とその利用、271pp.
- 気象衛星センター(1993)：水蒸気画像 天気の解析と予報のための解釈と応用、262pp. (Weldon, *et al.* (1991)の和訳)
- 気象衛星センター(1994)：雲解析事例集「Cb クラスターの実況監視」、94pp.
- 気象衛星センター(1996)：気象衛星資料利用テキスト事例編、34pp.
- 気象衛星センター(2000)：気象衛星画像の解析と利用、161pp.
- 気象衛星センター(2001)：雲解析事例集 2000年の顕著事例(CD).
- 気象庁予報部(1990)：予報作業指針—台風予報—、150pp.
- 気象庁予報部(1999)：数値予報課報告—数値予報のための衛星データ同化—、別冊第45号、132pp.
- 北島尚子(2000)：眼の大きくなった台風の構造とその環境、日本気象学会 2000年度秋季大会講演予稿集、日本気象学会、118.
- 北島尚子、別所康太郎、John Knaff(2003)：台風0219号の構造、日本気象学会 2003年度秋季大会講演予稿集、日本気象学会、92.
- 木場博之(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その応用例、気象衛星センター技術報告、第9号、11-21.
- 木場博之、小佐野慎吾、萩原武士、明石秀平、菊池正(1989)：フィリピン諸島を通過する台風の強度決定について、研究時報、41、157-162.
- 木場博之、萩原武士、小佐野慎吾、明石秀平(1990)：台風のCI数と中心気圧および最大風速との関係、研究時報、42、59-67.
- 榎原均(2000)：台風—解析と予報—「第2章 気象レーダーによる台風の観測と解析」、気象研究ノート、第197号、77-130.
- 柴田彰(2000)：マイクロ波放射計による地球観測、測候時報、第67巻特別号、S105-S110.
- 鈴木和史、藤田由紀夫、江上公(1997)：気象衛星画像の見方と利用、気象業務支援センター、1-40.
- 鈴木和史(2000)：台風の温帯低気圧化における衛星画像の特徴、気象衛星センター技術報告、第38号、21-42.
- 鈴木達也(1991)：1991年10月の“ひまわり画像”—相互作用を起こした台風21号と22号—、気象、416、20.
- 高嶺武、鈴木和史(1998)：2重眼台風の風速・気圧分布と衛星画像との対応、日本気象学会 1998年度春季大会講演予稿集、日本気象学会、185.

- 竹内義明(2000) : 衛星搭載マイクロ波放射計を用いた海上風速の観測、測候時報、第 67 巻特別号、S111-S116.
- 土屋昭夫(1999) : 1999 年 3 月の“ひまわり画像” - 熱帯集束帯から中緯度にのびる雲バンド(フレアアップ) -、
気象、505、20-21.
- 土屋昭夫、三河哲也、菊池明弘(2000) : 台風へと発達する雲システムの早期判別法について、気象衛星センター
技術報告、第 38 号、13-19.
- 中澤哲夫(1998) : ADEOS/NSCAT NASA マイクロ波散乱放射計から見た台風、気象、500、10-11.
- 永沢義嗣(1995) : 天気図の散歩道、日本気象協会、169pp.
- 日本気象学会編(1998) : 気象科学事典、東京書籍、637pp.
- 萩原武士(1984) : GMS による台風の位置通報とその精度について、気象衛星センター技術報告、第 10 号、15-18.
- 萩原武士、小佐野慎吾、明石秀平、木場博之、原田知幸(1989) : 気象衛星資料による台風の強風半径・暴風半径
の推定、研究時報、41、89-99.
- 広島和弘、中村健治、中澤哲夫、古津年章 (1998) : 熱帯降雨観測衛星(TRMM)搭載降雨レーダの初画像、天気、45、
3-4.
- 藤田由紀夫、菊池 正、中鉢幸悦、上野忠良、長谷川洋平、田口晴夫(1995) : 北西太平洋の亜熱帯低気圧とその
強度推定について、気象衛星センター技術報告 第 30 号、1-31.
- 藤田由紀夫、萩原武士(2000) : 台風 - 解析と予報 - 「第 1 章 気象衛星による台風観測」、気象研究ノート、
第 197 号、1-75.
- 淵田信敏(1983) : 台風 8305 号と 8306 号、8307 号に見られた相互運動、気象衛星センター技術報告、第 10 号、
1-8.
- 淵田信敏、河野麻由可(2003) : 静止気象衛星 GMS-5「ひまわり」から見た台風の発生形態と二つの台風の相互作
用運動、気象衛星センター技術報告、第 42 号、19-33.
- 星野俊介、中澤哲夫(2002) : QuikSCAT による海上風の精度の検証、日本気象学会 2002 年度秋季大会講演予稿集、
224.
- 山崎伸一、神田一史、山際龍太郎 (1999) : 近赤外画像を用いた夜間の霧及び下層雲の検出、気象衛星センター技
術報告、第 37 号、63-77.
-
- Akio TSUCHIYA, Tetsuya MIKAWA, Akihiro KIKUCHI (2001) : Method of Distinguishing between Early Stage Cloud
Systems that Develop into Tropical Storms and Ones that Do Not, The Geophysical Magazine Series 2, Vol. 4,
Nos. 1-4, 49-59.
- Anderson, R. K. (1974) : Application of Meteorological Satellite Data in Analysis and Forecasting, ESSA
Tech. Rep. NES-51, 51.
- Arnold, C. P. (1977) : Tropical cyclone cloud and intensity relationships, Atmospheric Science Paper No.
277, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, CO, 154pp.
- Browner, S., W. L. Woodley and C. G. Griffith (1977) : Diurnal oscillation of the area of cloudiness associated
with tropical storms, Mon. Wea. Rev., 856-864.
- Dvorak, V. F. (1975) : Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery, Mon.
Wea. Rev., 103, 420-430.
- Dvorak, V. F. (1984) : Tropical cyclone intensity analysis using satellite data, NOAA Technical Report
NESDIS 11, 47pp.
- Dvorak & Smigielski (1992) : Tropical clouds and cloud systems observed in satellite imagery, Vol. 1, U. S.
Department of Commerce.
- Dvorak, V. F. (1992) : Tropical clouds and cloud systems observed in satellite imagery, Vol. 2, U. S.
Department of Commerce.
- Erickson, C. O. (1967) : Some aspects of the development of hurricane Dorothy, Mon. Wea. Rev., 95, 121-130.

- Ferreira, R. N., W. H. Schubert and J. J. Hack, (1995): Dynamical Aspects of Twin Tropical Cyclones Associated with the Madden-Julian Oscillation, *J. Atmos. Sci.*, 53, 929-945.
- Gary P. Ellrod (1992): Potential Applications of GOES-I 3.9 μ m Infrared Imagery, Reprinted from the preprint Volume of the Sixth Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, January 5-10, 1992m, Atlanta, Ga. Published by the American Meteorological Society.
- Gray, W. M., (1975): Tropical cyclone genesis, Dept. of Atmos. Sci. Paper No. 323, Colorado State University, Ft. Collins, CO 80523, 121pp.
- Hart, R. H (2003) : A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry, *Mon. Wea. Rev.*, 131, 585-616.
- Hebert, P. J. and Poteat, K. O. (1975): A classification technique for subtropical cyclones, NOAA Tech. Memo., NWS-sr-83.
- Keen, R. A., (1982): The role of cross-equatorial tropical cyclone pairs in the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1405-1416.
- Lander, M. A., (1990): Evolution of the cloud pattern during the formation of tropical cyclone twins symmetrical with respect to the equator, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 636-651.
- Maddox, R. A (1980) : Mesoscale Convective Complexes, *Bull. Amer. Met. Soc.*, 61, 1374-1387.
- Muramatsu, T. (1983) : Diurnal variations of satellitemeasured TBB areal distribution and eye diameter of mature typhoons, *J. Meteor. Soc. JAPAN*, 77-90.
- Ramage, C. S., (1986): El Nino, *Sci. Amer.*, 254, 76-83.
- Randall J. Alliss, Sethu Raman, Simon W. Chang (1992) : Special Sensor Microwave / Imager (SSM/I) Observation of Hurricane Hugo (1989), *Monthly Weather Review*, Vol. 120, 2723-2737.
- Randall J. Alliss, Glenn D. Sandlin, Simon W. Chang, Sethu Raman (1993) : Applications of SSM/I Data in the Analysis of Hurricane Florence (1988), *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 32, 1581-1591.
- Shimamura, M. (1981) : The Upper-Tropospheric Cold Lows in the Northwestern Pacific as Revealed in the GMS Satellite Data, *Geophys. Mag.*, 39, 119-156.
- Thomas F. Lee, F. Joseph Turk, Kim Richardson (1997) : Stratus and Fog Products Using GOES-8-9 3.9 μ m Data, *Weather And Forecasting*, Vol. 12, 664-677.
- Weldon R. B. and S. J. Holmes (1991) : Water Vapor Imagery, NOAA Technical Report NESDIS 57.
- Willoughby, H. E., J. A. Clos and M. G. Shoreibah (1982): Concentric eye walls, Secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex, *J. Atmos. Sci.*, 39, 395-411.
- Willoughby, H. E. (1900): Temporal changes in the primary circulation in tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, 47, 242-264.
- Zehr, R. M. (1992): Tropical Cyclogenesis in the Western North Pacific, NOAA Technical Report NESDIS 61, 181pp.

索引

アルファベット

- Aqua 102, 106
- Banding Eye(バンド状眼) 54, 72, 74, 75, 81, 125
- BF(Banding Feature)数 56, 64
- Cb 111, 116
- Cb クラスタ 2, 16, 53, 72, 100, 118
- Cb クラスタパターン 53, 74, 75
- Cb バンド 2, 22, 120, 122
- CCC(Central Cold Cover) 22, 30, 51, 53, 72
- CCC パターン 22
- CDO(Central Dense Overcast) 2, 16, 37, 72, 118
- CDO パターン 2, 53, 74, 81
- CF(Central Feature)数 56
- Cg 111
- Ci 111, 116
- CI(Current Intensity)数 16, 51, 60
- Ci ストリーク 13, 113
- Cm 111
- Cu 111
- CSC(Cloud System Center) 1, 9, 16, 37, 118
- Distinct CDO 53, 72, 74, 81
- Distinct Large Eye 53, 72, 74, 81
- Distinct Small Eye 53, 72, 74, 81
- DMSP(Defense Meteorological Satellite Program)衛星 106
- DT(Data T)数 50, 53
- Dvorak 1, 50
- Dvorak 法 1, 16, 50
- EC 型 7
- EIR 画像(Enhanced InfraRed imagery : 赤外強調画像) 18, 30, 63, 118
- EIR 法 16, 50
- Embedded Center 53
- EMBED パターン 53, 55, 59
- EXL(Extratropical Low) 53, 72
- Eye(眼)パターン 53
- Eye wall(眼の壁雲) 23
- GMS-5 111
- GOES-9 111
- Hybrid cyclone 42
- Indistinct CDO 53, 72, 74, 81, 122
- ITCZ(Intertropical Convergence Zone : 熱帯収束帯) 1, 71, 90, 95
- LCV(Low level Cloud Vortex) 53, 72
- LST(Local Standard Time: 地方標準時) 17, 88
- MCC(Mesoscale Convective Complex : メソスケール対流複合体) 100, 101
- MET(Model Expect T)数 50, 59
- MTSAT-1R 111, 117
- NOAA(National Oceanic and Atmospheric Administration) 43, 104
- Organized Cb-Cluster 53, 72, 74, 75
- PT(Pattern T)数 50, 60
- PT 図 60
- PT 図のハッチ部分 60
- QuikSCAT 102
- Ragged Eye 53, 72, 74, 81
- RSMC(Regional Specialized Meteorological Center) 30, 71
- SAREP(気象衛星資料実況通報式) 85
- Sc 111, 114
- Sc 化 34, 37, 118
- Shear 50, 53
- SH 型 7
- SPCZ(South Pacific Convergence Zone : 南太平洋収束帯) 71, 90
- Subtropical cyclone(亜熱帯低気圧) 42
- SSM/I(Special Sensor Microwave/Imager) 106
- St 111
- STS(Severe Tropical Storm) 16
- T数(Tropical number) 1, 16, 50, 60
- TC 番号 31
- TBB(Equivalent Blackbody Temperature : 等価黒体温度) 17, 30, 63, 88
- TD(Tropical Depression: 熱帯低気圧) 16, 102
- TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission : 熱帯降雨観測)衛星 102, 107
- TS(Tropical Storm) 16
- TUTT(Tropical Upper Tropospheric Trough : 熱帯対流圏上層トラフ) 3, 8, 16
- T(Typhoon) 16
- UCL(Upper Cold Low) 3, 8, 16, 22, 96
- UC 型 7
- Unknown 73, 74, 86
- Unorganized Cb-Cluster 53, 72, 74, 75
- VIS 法 16, 50

| | | | |
|--------------------|------------------------------|--------------|-----------------------------|
| ア行 | | 最小埋没距離 | 59 |
| アーククラウド | 100 | 最盛期 | 17, 23, 53, 72, 118 |
| 亜熱帯 | 16, 42, 88, 95 | 最低海面気圧 | 50 |
| 亜熱帯低気圧 | 42 | サージ | 10, 16, 103 |
| 暗域 | 17, 37, 39, 45, 92, 114, 118 | ジェット気流 | 95, 114 |
| 1分間平均最大風速 | 41, 51, 63 | 持続予報 | 27 |
| 雲形 | 111 | 湿潤域 | 17 |
| 雲型 | 111 | シヤープパターン | 2, 23, 55, 74, 81 |
| 雲頂高度 | 17, 37, 88, 113, 118 | 上層雲 | 37, 111, 116, 118, 124, 125 |
| 雲量分布図 | 92, 93 | 上層寒冷渦 | 7 |
| 衛星風 | 45 | 上層寒冷渦近傍型 | 7 |
| 鉛直シヤープ | 23, 27, 55, 74, 82 | 上層暖気核 | 32 |
| 大きな眼 | 57, 68, 74, 81 | 上層トラフ通過型 | 13 |
| 温帯低気圧 | 32, 39, 42, 72, 74 | 上層の発散 | 17 |
| 温帯低化(温帯低気圧化) | 23, 32, 37, 118 | 上層偏東風波動 | 7 |
| 温度風 | 42 | 衰弱期 | 17, 23, 53, 72, 118 |
| | | 数値予報 | 27 |
| カ行 | | スコールライン | 100 |
| ガストフロント | 100 | スパイラル | 53 |
| 下層雲 | 111 | スパイラル構造 | 59 |
| 下層雲渦 | 33, 53, 72, 81, 104 | スーパーセル | 100 |
| 下層雲渦パターン | 53, 74, 82 | 盛衰判断 | 17, 118 |
| 下層シヤープ型 | 7, 102 | 積雲 | 111 |
| かなとこ巻雲 | 17, 96, 113, 116 | 赤外強調(EIR)画像 | 18, 30, 50, 63 |
| 寒気核 | 8, 43, 48, 96 | 積乱雲 | 100, 111, 116 |
| 寒気核型低気圧性循環 | 8, 16 | 切離低気圧 | 42, 46 |
| 乾燥域 | 40, 114 | 前線系 | 33, 37 |
| 気象衛星資料実況通報式(SAREP) | 85 | 前線性 | 42 |
| 季節内変動 | 41 | 前線性雲バンド | 37, 108 |
| 季節変化 | 90, 92, 99 | 層雲 | 111 |
| 輝度温度(TBB) | 22, 30, 112 | 層状雲 | 114 |
| 強風域半径 | 108 | 早期判別法 | 10, 22 |
| 極軌道衛星 | 43, 49, 102 | 層積雲 | 111 |
| 霧 | 111 | 相当温位 | 97 |
| 雲システムサイズ | 85, 86 | 測定階調 | 54 |
| 雲パターン | 1, 53, 72 | | |
| クラウドクラスター | 1, 7, 16, 101 | タ行 | |
| コナ・ストーム | 42 | ダイアグラム | 54 |
| コリオリカ | 94 | 台風雲パラメータ抽出処理 | 108 |
| 混成低気圧 | 42 | 対称性 | 28, 118 |
| コンマ型 | 56, 64 | 台風 | 1, 16 |
| | | 台風の強度推定 | 50 |
| サ行 | | 台風の中心位置推定 | 72 |
| 最狭幅 | 56 | 台風番号 | 31, 48 |
| 最狭バンド幅 | 56 | タイムラグ | 17, 60 |

| | |
|-------------|---------------|
| 太陽高度(角) | 23 |
| 対流雲 | 88, 111, 114 |
| 対流雲セル | 1, 16, 22 |
| 対流雲の影 | 23 |
| 対流雲列 | 33, 75, 118 |
| 暖気核 | 8, 32, 37, 42 |
| 短周期の変動 | 50 |
| 地方標準時(LST) | 17, 88 |
| 中心位置推定 | 72 |
| 中心位置推定精度 | 85 |
| 中層雲 | 37, 111 |
| 低気圧性の曲率 | 22, 23 |
| テーパリングクラウド | 100 |
| 等価黒体温度(TBB) | 17, 30 |
| トランスバースライン | 113 |

ナ行

| | |
|----------------|-----------------------|
| 二重眼 | 66 |
| 日変化 | 17, 88 |
| 熱帯 | 1, 16, 88 |
| 熱帯収束帯(ITCZ) | 1, 16, 71, 90, 95 |
| 熱帯低気圧 | 1, 16, 31, 32, 42, 71 |
| 熱帯低気圧番号(TC 番号) | 31 |

ハ行

| | |
|--------------------|---------------------|
| 発生期 | 22, 53, 72, 118 |
| 発生判定 | 10 |
| 発達期 | 17, 22, 53, 72, 118 |
| ハリケーン | 16, 28, 31 |
| バンド軸 | 54 |
| バンド状眼(Banding Eye) | 54, 58, 66, 81 |
| バンドの平均幅 | 58 |
| バンドの階調 | 56 |
| バンドパターン | 2, 53, 74, 81 |
| 非対称性 | 17, 42 |
| 標準的な発達率 | 50 |
| 藤原効果 | 98 |
| フレアアップ | 95 |
| ベストトラック | 18, 30, 85 |
| 偏西風帯 | 23, 32, 46, 96, 108 |
| 偏東風波動型 | 3, 5 |
| 暴風域半径 | 108 |
| ポーガス | 29, 30 |
| 北西太平洋 | 1, 16, 41 |

マ行

| | |
|---------------------|-----------------|
| マイクロ波散乱計 | 102 |
| マイクロ波探査計 | 43 |
| マイクロ波放射計 | 102, 106 |
| 南太平洋収束帯(SPCZ) | 71, 90 |
| 眼階調 | 57 |
| 眼の壁雲(Eye wall) | 18, 23, 58, 66 |
| メソスケール対流複合体(MCC) | 100, 101 |
| メソ対流系 | 100 |
| メソ β スケールの下層渦 | 83 |
| 眼調整 | 56 |
| 眼の直径 | 57 |
| 眼パターン | 56, 74, 81 |
| モンスーン | 90, 92, 99, 103 |
| モンスーントラフ | 3, 7, 16 |
| モンスーントラフ型 | 3, 5 |

ヤ行

| | |
|--------|------------|
| 雄大積雲 | 111 |
| 予報作業指針 | 7, 32, 102 |

ラ行

| | |
|---------|--------|
| ライフサイクル | 17 |
| ライフステージ | 17, 72 |

ワ行

| | |
|---------|--------|
| 湾曲したバンド | 50, 74 |
|---------|--------|

