

マイクロ波衛星画像を利用した熱帯擾乱解析

西村修司\*、加藤浩司\*\*、毛利浩樹\*、浅野準一\*、斎藤貞夫\*\*\*、  
吉田資朗\*、遠藤剛\*、大坪康平\*、志水菊広\*、小山亮\*\*

**Analysis of Tropical Cyclones with Microwave Satellite Imagery**

NISHIMURA Shuuji\*, KATO Koji\*\*, MOURI Kouki\*, ASANO Jun'ichi\*, SAITOH Sadao\*\*\*,  
YOSHIDA Shiro\*, ENDO Takeshi\*, OOTUBO Kohei\*, SHIMIZU Akihiro\*, OYAMA Ryo\*\*

Abstract

Estimations of center positions and intensities of tropical cyclones by "Dvorak method," which uses infrared and visible imagery from the geostational satellite "Himawari," have been being done in MSC.

"Dvorak method" is the most popular method to analyze tropical cyclones with infrared and visible imagery. It is, however, difficult to estimate center positions of tropical cyclones which don't have eyes clearly and are covered by upper cirrus cloud in the developing stage, especially when visible imagery are not available.

Microwave imagery from "AMSR-E" on an earth observing satellite "Aqua" can be used for analyzing the inner structures of tropical cyclones, which can't be seen in infrared or visible imagery.

We developed a method to estimate center positions of tropical cyclones. And with this method, we investigated the accuracies of center positions of tropical cyclones from 2003 to 2005. As the result, the accuracies by microwave imagery is almost same as those by radar observations, and it is possible for our method to correct center positions only by "Dvorak method".

要旨

気象衛星センターでは、静止気象衛星「ひまわり」の赤外及び可視画像を利用した Dvorak 法により熱帯擾乱の中心位置及び強度の推定を行っている。

Dvorak 法は赤外及び可視画像を用いた最も標準的な台風解析手法であるが、発達初期から中期の眼を持たない上層雲の多い台風については中心位置の推定が難しく、特に可視画像の得られない夜間帯では更に推定は困難となる。

地球観測衛星 Aqua に搭載されている AMSR-E のマイクロ波画像では、その特性から可視及び赤外画像では解析できない台風の内部の構造を解析することができる。

本技術報告では、気象衛星センター解析課で開発した「マイクロ波画像を用いた台風中心位置推定方法」について報告すると共に、この手法を用いた 2003～2005 年の台風の中心推定精度について報告する。なお精度の検証の結果、マイクロ波画像を用いた台風中心位置推定方法は、レーダー観測による台風の中心位置推定と同等の精度があり、Dvorak 法のみ推定を修正できることが判った。

\* 気象衛星センターデータ処理部解析課、\*\* 気象衛星センターデータ処理部システム管理課、

\*\*\* 宇宙航空研究開発機構地球観測研究センター 2006年12月19日受領、2007年2月23日受理

## はじめに

熱帯擾乱解析業務は気象衛星センターの主要業務の一つで、1989年以降静止気象衛星「ひまわり」の赤外及び可視画像を利用したDvorak法により、台風の中心位置及び強度の推定を行い、気象庁予報課及び各国の気象センターにSAREP報でその内容を通報している。

Dvorak法は赤外及び可視画像を用いた最も標準的な台風解析手法であり、世界各国の気象機関で利用される。しかし赤外及び可視画像を利用することから発達初期から中期の眼を持たない上層雲の多い台風の中心位置を決定するのは難しく、特に可視画像の利用できない夜間帯では推定が困難な場合がある。

一方、マイクロ波センサでは、厚い上層雲を透過し雲の内部の情報（降水や氷等）を直接観測できることから、数値予報の初期値への利用（直接同化）が積極的に進められており、また台風解析技術への応用も進んでいる（藤田・北川 2000; 廣畑 2004; 西村 2006; 別所ほか 2006; Kidder et al. 2000）。

気象庁は、2003年10月に宇宙航空研究開発機構（JAXA）と「地球観測衛星データ利用実証及びデータ処理技術開発に関する基本協定」を締結し、地球観測衛星のデータの利用実証と技術開発を開始した。これに合わせて気象衛星センター解析課では、地球観測衛星Aquaのマイクロ波センサAMSR-Eから得られるデータを画像化し、「ひまわり」の赤外及び可視画像と同時に利用して熱帯低気圧等の解析精度を向上させるための技術開発を2004年から開始した。

また、この技術開発に併せて、その他のマイクロ波センサ（TMI、SeaWinds、SSM/I）の観測データについても、静止衛星画像と同時に表示及び動画できる環境を整備した。

本稿では、第1章でマイクロ波センサの特徴や観測原理について、第2章で地球観測衛星Aquaのマイクロ波センサAMSR-Eを用いた台風中心位置決定手法について報告を行う。またこの中心位置決定手法を用いた解析結果の精度について、2003年～2005年

の統計結果を報告する。

さらに第3章ではマイクロ波センサを利用する上での注意点や今後の将来構想についても併せて記述する。

なお、本章中に記述されている略語については、付録1 略語表を参照されたい。

## 1. マイクロ波画像の観測原理

マイクロ波とは、一般に、周波数：3GHz～30GHz、波長：10cm～1cmの電磁波のことを指す（表1）。実際のマイクロ波観測では、この周波数帯よりもやや高い周波数を含めて観測しており、便宜上、それらを含めてマイクロ波と称する。また、マイクロ波を使った観測装置は、その観測方法や目的によって分類されるが、本稿ではマイクロ波センサと総称する。

マイクロ波を用いた衛星観測は、静止気象衛星による赤外センサ（10  $\mu$ m帯；以下、赤外域は10  $\mu$ m帯を示すこととする。）や可視センサ（0.6  $\mu$ m帯）に比べ、非常に低い周波数帯（長い波長帯）で観測する。そのため、雲粒子の影響を受けにくく、雲頂より下の大気状態を観測することが可能である。これまでの赤外センサや可視センサでは得ることのできなかったマイクロ波センサの利点は、気象現象を解析する上で、これまでに無かった視点をもたらすことになる。一方で、赤外面像や可視画像を使った解析を通じて蓄えられてきた知見がそのまま適用できるわけではないともいえ、その特徴を把握することが非常に重要である。

第1.1節で、熱帯擾乱等の気象現象を解析する上で必要なマイクロ波の特徴を解説する。

第1.2節で、マイクロ波センサを搭載した衛星について、代表的なものを挙げて分類して紹介し、その観測方法等について解説する。

第1.3節で、マイクロ波センサによる観測データを画像化したものを用いて、実際に気象現象を解析する際のポイントをまとめ、解析に用いる周波数帯の特徴や注意すべき点を述べる。

1.1 マイクロ波域の特徴

マイクロ波域は、可視域・赤外域に比べて、非常に低い周波数帯（長い波長帯）にある（表1）。また、マイクロ波域は、赤外域（10 μm帯）と同様に大気窓領域になっており、大気の影響が少なく、衛星観測に都合のよい周波数帯である（図1）。しかし、そのエネルギーは、赤外域のエネルギーの100億分の1のオーダーと、極めて小さい。このため、マイクロ波センサを搭載した衛星は、静止軌道（約36,000km上空）より遥かに低い高度（400～900km）を飛行し、利得を上げている（第1.2節を参照）。

また、図2に示したように、マイクロ波域では、選択する周波数によって、地表面の状態・大気及び大気中の様々な粒子などから受ける影響が異なり、それに応じて、周波数毎に適した観測対象が存在する。10GHz以下の低周波領域では、大気に対してほとんど透明で、海面水温に感度があり、周波数が高くなるにつれて海面水温への応答は悪くなる。一方で、周波数が高くなるにつれて、水雲に対する感度が高くなる。また、マイクロ波域全般を通して、水蒸気が感度に影響を与えている。

次項以降、マイクロ波が一般的に持つ特徴を述べる。なお、本節で説明されないマイクロ波の諸性質、理論的背景の詳細については、例えば早坂編(1996)に詳しくまとめられているので、参照されたい。

1.1.1 大気の影響

マイクロ波による衛星観測のみならず、衛星からの地球観測は、地球からの放射エネルギーをセンサで受けることによって為されている。つまり、センサが測定しているものは、エネルギーの次元をもった量である。地球からの放射エネルギーは、センサに達するまでに、その間にある大気、雲粒子、雨粒などの影響を受ける。用途によって、このエネルギーを、輝度温度に換算したり、逆に大気などからの影響を見積もって、物理量を算出して利用していることになる。

マイクロ波域の大気透過率は概して高く、地表面からの放射がセンサまで届き易い。つまり、地表面付近の情報を得やすい。

さらに、赤外域ではほとんど不透明である雲に対しても、周波数をうまく選択すると、マイクロ波域では雲を透過して、その下の情報を得ることができる。このことによって、赤外域ではほとんど雲頂しか見ることができなかった雲の内部の構造を捉えることができる。

表1 電磁波の周波数・波長と名称

周波数 (Hz)	波長 (m)	名称
$3 \times 10^{22}$	$10^{-14}$	ガンマ線
$3 \times 10^{21}$	$10^{-13}$	
$3 \times 10^{20}$	$10^{-12}$	
$3 \times 10^{19}$	$10^{-11}$	エックス線
$3 \times 10^{18}$	$10^{-10}$ (1 Å)	
$3 \times 10^{17}$	$10^{-9}$ (1 nm)	紫外線
$3 \times 10^{16}$	$10^{-8}$	
$3 \times 10^{15}$	$10^{-7}$	可視光
$3 \times 10^{14}$	$10^{-6}$ (1 μm)	
$3 \times 10^{13}$	$10^{-5}$	赤外線
$3 \times 10^{12}$ (3 THz)	$10^{-4}$	
$3 \times 10^{11}$	$10^{-3}$ (1 mm)	サブミリ波
$3 \times 10^{10}$	$10^{-2}$ (1 cm)	ミリ波
$3 \times 10^9$ (3 GHz)	$10^{-1}$	マイクロ波
$3 \times 10^8$	1	超短波
$3 \times 10^7$	$10^1$	短波
$3 \times 10^6$ (3 MHz)	$10^2$	
$3 \times 10^5$	$10^3$ (1 km)	中波
$3 \times 10^4$	$10^4$	長波
$3 \times 10^3$ (3 kHz)	$10^5$	超長波
$3 \times 10^2$	$10^6$	

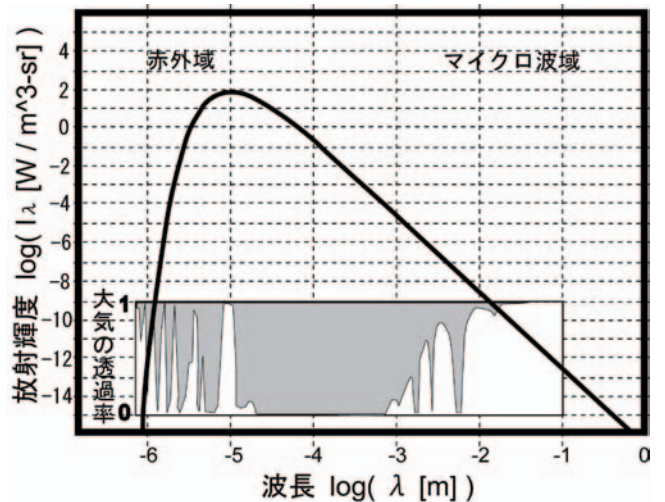


図1 地球放射のスペクトルと大気透過率  
地球放射の放射輝度は、290Kの黒体として計算した値。大気透過率は、白抜きの部分の高低が透過率の高低に対応する。

マイクロ波によってどのようにして雲の内部構造を見ることができるのかを理解するためには、マイクロ波が、雲粒子、雨、雪などからどのような過程で影響を受けているか知る必要がある。雲に含まれる水や氷の粒子は、マイクロ波を吸収、射出、散乱する。それらの振る舞いは、粒子が水であるか氷であるかによって、大きく異なる。また、周波数によっても、その影響は非常に異なる。

一般に、水雲の場合、雲の吸収率は高く、したがって射出率も高くなる。このことと、次項で述べる海面の射出率が小さいことによって、マイクロ波域では、水雲の輝度温度が海面よりも高くなることが説明できる。

一方、雪・霰などの氷粒子は、マイクロ波をよく散乱する。この影響は周波数が高いほど大きい。散乱の影響が大きいということは、センサに届く放射が小さくなることを意味し、輝度温度は低下する。したがって、融解層より上に多くの氷粒子を含む発達した対流雲は、特にマイクロ波域の高周波数帯で、輝度温度の低い領域として区別することができる。

本項で述べた内容を、図3として模式的にまとめた。図3(A)は89GHz帯の模式図である。A-1のように、氷晶から成る上層雲によるマイクロ波放射への影響は無視できるため、海面から射出された放射はほぼそのまま衛星によって観測される。水雲

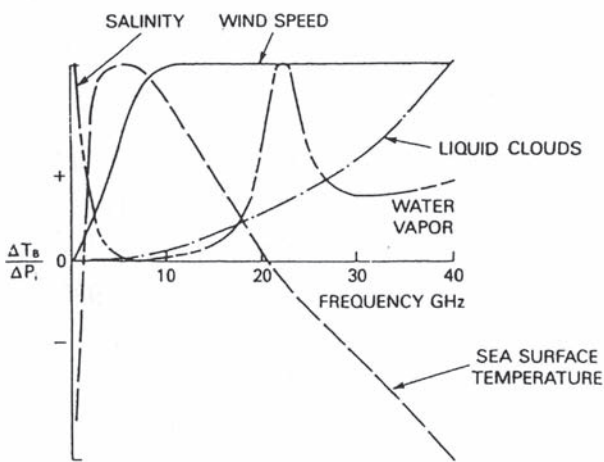


図2 マイクロ波リモートセンシングの観測対象の様々な変化に対するマイクロ波放射の輝度温度の変化率 (NASA, 1987)

(A-2)では、海面から射出されたマイクロ波の大部分は吸収され、再放射される。衛星は、海面からの放射と水雲からの放射の和を観測することになり、水雲の射出率は1に近い場合、海面より輝度温度が高くなる。発達した対流雲(A-3)では、雪・霰等の散乱粒子の影響を受け、衛星へ届く放射が著しく小さくなる。この

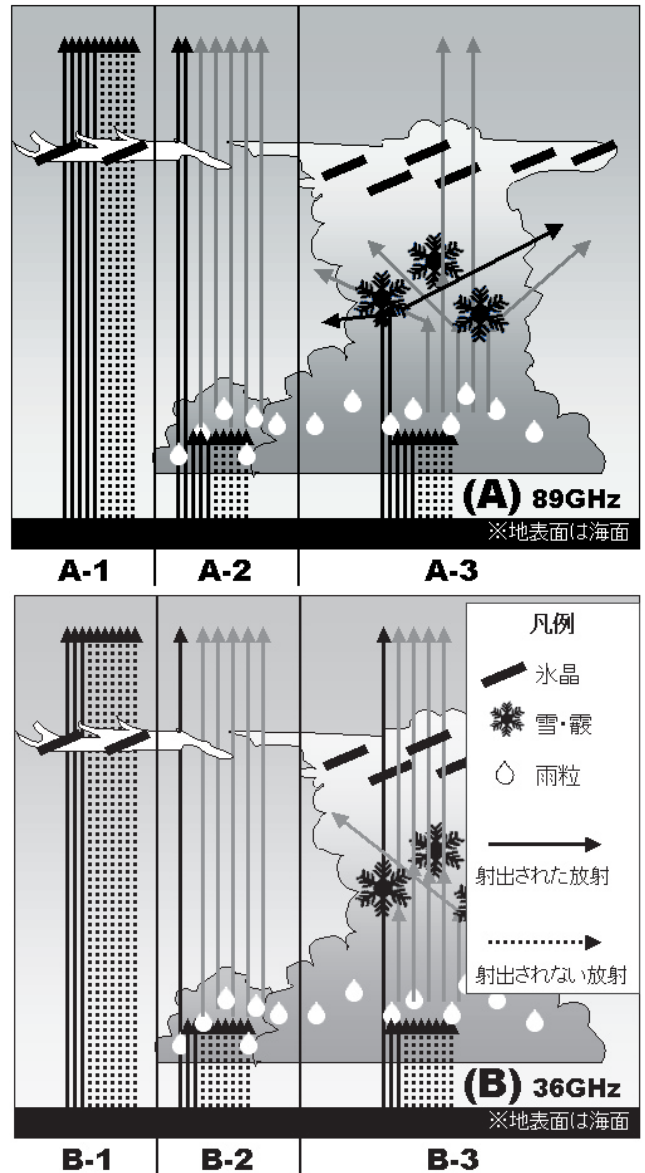


図3 マイクロ波に与える大気の影響の模式図 (A) 89GHz帯の模式図 A-1: 晴天もしくは上層雲のみの場合、A-2: 水雲の場合、A-3: 発達した対流雲の場合 (B) 36GHz帯の模式図 B-1: 晴天もしくは上層雲のみの場合、B-2: 水雲の場合、B-3: 発達した対流雲の場合  
マイクロ波域では、海面の射出率は1より小さいため、実際に射出された放射を実線の矢印で表し、射出率が1の場合射出されるはずの放射を点線の矢印で表している。この図では、エネルギーの大きさを、矢印の数で表現している。この模式図では、海水温は同じものだと仮定し、水蒸気の影響は考慮していない。また、模式的にわかり易く表現しているため、矢印の本数が、実際の観測と必ずしも一致するわけではない点に注意。

ため、その輝度温度も非常に小さくなる。図3(B)は36GHz帯の模式図である。B-1のように、上層雲を突き抜ける性質は89GHz帯と同様だが、海面の射出率が非常に小さいため、海面の輝度温度は非常に小さくなる。一方、水雲(B-2)から多くの再放射を受けるため、水雲の輝度温度は海面に比べ高くなる。発達した対流雲(B-3)では、散乱の影響を受けるが、89GHz帯ほどではなく、輝度温度の低下は小さい。

なお、図3で示したマイクロ波の周波数帯は、熱帯擾乱解析等で適当だと考えられる周波数帯で、第1.3節で詳しく説明を行う。

### 1.1.2 周波数帯と水平解像度の関係

マイクロ波域の波長は、1cm オーダーから10cmのオーダーまで、概ね10倍の開きがある。波長の長さに反比例して電磁波のエネルギーは大きくなるため、同じ高度から、同じ口径のアンテナで観測したとすると、最も短い波長帯(高周波数)の分解能は、最も長い波長帯(低周波数)に比べ、水平解像度が約10倍よくなる。

各々のマイクロ波センサについて、周波数別の水平解像度は、付録2 衛星・センサ一覧表にまとめてあるが、高周波数ほど解像度が高い。

このような周波数による解像度の違いは、例えば台風の中心位置解析などでその精度が問題になるとき、重要なファクターになる。

### 1.1.3 地表面の射出率

一般的に、物体はその温度に応じて、電磁波を射出している。そして、黒体の場合、射出率が1となる。物体が黒体の場合、物体から射出された電磁波の強度から求めた輝度温度は、物体の温度そのものと厳密に一致する。

例えば、赤外域において、地表面は黒体とみなすことができるため、射出率はほぼ1である。このことによって、雲に覆われていない領域において赤外域の輝度温度を、地表面の温度と考えることができる。

一方、マイクロ波域では、地表面を黒体とみなすこ

とができない。周波数帯によって異なるものの、総じて射出率は1より小さくなる(図4)。このことは、マイクロ波で観測される輝度温度が、実際の地表面の温度より低くなることを意味する。特に海上では顕著で、射出率が1より遥かに小さくなる。この影響はマイクロ波域の低周波数帯でより顕著で、海面は非常に低い輝度温度で観測される。このことによって、非常に低い輝度温度の海面と、射出率が1に近い水雲からの放射によって相対的に輝度温度が高くなる水雲の間の輝度温度差がはっきりとし、海上では輝度温度の高い領域として水雲を容易に区別することができる。

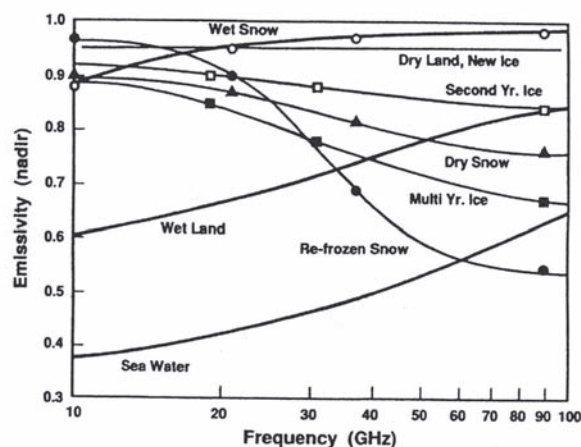


図4 マイクロ波域における、様々な地表面の射出率 (Grody,1993)

### 1.1.4 偏波(垂直偏波と水平偏波)

マイクロ波は、電磁波の一種であり、電界と磁界が進行方向に対して垂直な面内で振動している横波である(図5)。電界と磁界の振動している面について、反射面(地表面)に対して垂直な面内で電界が振動している電磁波を垂直偏波といい、地表面に対して水平な面内で電界が振動している電磁波を水平偏波という。

マイクロ波センサの内、多くのイメージャが、一つの周波数に対して、複数の偏波について測定している。

このように複数の成分の強度を観測するのは、その性質の違いから大気の影響、特に散乱による影響を見積もることができるからである。

ここで、水平方向に一様な滑らかな面について考えると、Fresnel の法則及び Kirchhoff の法則から、垂直偏波の射出率は、水平偏波の射出率よりも大きくなる。このことは、例えば、平穏な海面をマイクロ波センサで観測すると、垂直偏波の輝度温度が、水平偏波のそれよりも高くなることを意味する。その差は周波数によって様々であるが、垂直偏波の輝度温度が水平偏波より大きくなる性質は変わらない。

この垂直偏波と水平偏波が、センサに達するまでの間に散乱粒子の影響を受けると、散乱によって電界の振動方向は様々に変えられてしまう。したがって、散乱の影響を受けると、垂直偏波の輝度温度と水平偏波の輝度温度の差が小さくなる。この性質を利用すれば、例えば、ある輝度温度で観測された領域が、海面が見えているのか、それとも発達した対流雲であるのか判別することができる。

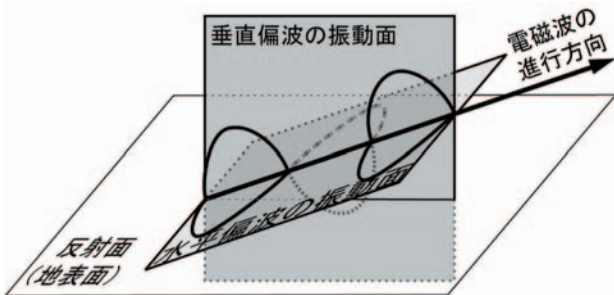


図5 垂直偏波・水平偏波の概念図

## 1.2 マイクロ波センサの種類とそれらを搭載した衛星

### 1.2.1 マイクロ波センサを搭載した衛星の軌道

マイクロ波センサを搭載した衛星は、400～900km程度の高度を飛行している。地球を一周する周期は、90～100分程度である。したがって、静止気象衛星のように地球に対して静止した軌道からいつも同じ場所の画像を撮影するのではなく、短い周期ですばやく地球を周回しながら、次項で述べるような数千 km 程度の狭い幅で、帯状に観測している。

このような帯状の観測では、一周で観測する領域は限られてしまうため、少しずつ軌道をずらしながら周回することによって、何周かすることで地球のほぼ全体を撮像できるような軌道を選ぶことが多い。多くの

衛星は、極付近上空を通過する軌道を採用しており、このような軌道を極軌道と呼び、衛星を極軌道衛星と呼ぶ。マイクロ波センサを搭載した代表的な極軌道衛星は、Aqua 衛星、DMSP 衛星、NOAA 衛星が挙げられる。また、これらの衛星は、衛星の軌道面と太陽の方向の為す角度を一定に保ちながら、地球を周回している。このような軌道を、太陽同期軌道と呼ぶ。太陽同期軌道の利点は、一日二回、同じ現地時刻で観測しつづけることができることである。このことによって、太陽光の変化の影響を小さくすることができる。

また、衛星が、地球を何周かする内に 24 時間以内に同じ軌道に戻ってくる軌道を、回帰軌道と呼ぶが、戻ってくるまでに 24 時間以上かかり、数日後に元の軌道に戻ってくる軌道を、準回帰軌道と呼ぶ。準回帰軌道は、衛星による観測領域（カバレッジ）を広くとりながらも、定期的に元の軌道に戻ってくるため、ほとんどの極軌道衛星が採用している。

まとめると、上記に挙げた極軌道衛星の軌道は、太陽同期準回帰軌道と呼ぶことができる。この軌道は、同一地点の上空を、同一現地時間で、太陽との位置関係を保った同一条件で観測しながら、何日かの周期ごとに同じ軌道に戻ってくる、多くの利点を兼ね備えた軌道といえる。

一方で、TRMM 衛星は、極軌道を採用していない。軌道面と赤道面が為す角度は  $35^\circ$  で、赤道を挟んで南北約  $35^\circ$  の領域を観測している。また、TRMM 衛星は太陽同期でもない。これは、TRMM 衛星の目的が、熱帯域の降水の日変化を捉えるため、様々な時間帯で観測することだからである。

### 1.2.2 パッシブセンサとアクティブセンサ

衛星によるマイクロ波観測は、受動型センサ（今後、パッシブセンサと記す）で観測しているか、それとも、能動型センサ（今後、アクティブセンサと記す）で観測しているかで、大きく二つに分類することができる。

パッシブセンサは、地球から射出される自然起源のマイクロ波放射を観測する。この点では、静止気象衛星による赤外線イメージャと同じ観測原理である。本

章のはじめで述べた通り、地球放射によるマイクロ波域のエネルギーは大変小さい。一般に、アンテナで受信するエネルギーはアンテナの直径に比例し、対象との距離に反比例するため、各々の衛星は低い軌道を飛行したり、あるいは大型のアンテナを搭載することで利得をあげようとしている。しかし、それでも赤外イメージャに比べて温度解像度は悪い。

代表的なマイクロ波域のパッシブセンサには、Aqua衛星に搭載されている AMSR-E、DMSF衛星に搭載されている SSM/I、TRMM衛星に搭載されている TMI、NOAA衛星に搭載されている AMSU-A、AMSU-B、MHSがある。気象現象をその輝度温度を用いて解析するためには、これらのパッシブセンサからのデータを用いる。次項以降詳しく説明する。

一方、アクティブセンサは、レーダーのように測器そのものがマイクロ波を射出し、その反射波を観測するセンサである。海面の状態により、マイクロ波の散乱の程度が変わることを利用して、海上の風向・風速を測定する、QuikSCAT衛星に搭載されている SeaWinds などがある。また、TRMM衛星は14GHzの降水レーダーを搭載しており、降水をとらえることができ、CloudSat衛星は、94GHzのレーダーを搭載しており、衛星から雲の三次元構造をとらえることができる。これらのように、アクティブセンサは、風、雨などのより具体的な物理量プロダクトを得ることを目的としている。

### 1.2.3 イメージャとサウンダ

マイクロ波パッシブセンサは、赤外域のセンサと同じように、イメージャとサウンダに分類することができる。

イメージャは、比較的高い水平分解能で、データを画像として利用するための観測装置である。マイクロ波センサでは、Aqua衛星に搭載されている AMSR-E、DMSF衛星に搭載されている SSM/I、TRMM衛星に搭載されている TMI がイメージャとして挙げられる。これらは、各々の観測周波数に対して、第1.1.4項で説明した垂直偏波と水平偏波を観測し、観測された

データは画像化して利用することができる。

一方、サウンダとは、気温分布、水蒸気分布など各々の目的に応じた物理量の鉛直分布を得るために、多くの周波数について観測する観測装置である。目的とする物理量に応じて、特定の吸収線付近で多くの観測周波数を設定している。サウンダは、高い波長分解能を実現するために水平分解能を犠牲にしており、一般に水平解像度はイメージャに比べて劣る。マイクロ波センサでは、NOAA衛星に搭載されている AMSU-A、AMSU-B、MHS がサウンダとして挙げられる。AMSU-Aは気温の、AMSU-BとMHSは水蒸気の鉛直プロファイルを得るよう設計されている。イメージャと異なり、物理量の鉛直プロファイルが主目的であるため、垂直偏波と水平偏波のどちらか一方でしか観測していない。

気象現象を凶情報から解析するには、イメージャの方が適している。サウンダも、周波数を選んで、イメージャと同じように利用することは可能だが、イメージャに比べて水平分解能が低い。また、サウンダでは偏波の情報が利用できない欠点がある。しかし、現在のところマイクロ波センサによる観測頻度は十分でないため、サウンダによるマイクロ波データを補完的に利用することは価値がある。

### 1.2.4 マイクロ波センサのスキャン方法

マイクロ波センサが地球を観測する際、アンテナをスキャン（走査）させる方法には、主に二つの方法がある。一つはコニカル（円錐）・スキャンで、もう一つはクロストラック・スキャンである。

コニカル・スキャンは、図6のように、衛星基板上で、アンテナを回転させながらスキャンする方法である。アンテナの向きが、鉛直方向と常に一定の角度を為し、円錐形状に地表をスキャンすることから、この名前がある。コニカル・スキャンでは、アンテナの向きと地表面が一定の角度を保って観測するため、FOV (Field Of View: センサが一度に観測できる視野のこと) の大きさは一定で、放射の角度特性を保つことができる。このため、水平偏波・垂直偏波の両方を観測する多く

のマイクロ波イメージャで採用されており、前項で挙げたイメージャは全てコニカル・スキャンである。しかし、角度を一定にしているため、一般にクロストラック・スキャンに比べて観測幅は狭くなる。図6ではSSM/Iを例示したが、入れ子上に複数あるFOVは、より内側のFOVがより高周波数となっていて、周波数の高い方が水平解像度が高い。

一方で、クロストラック・スキャンは、図7のように、衛星の進行方向に対して垂直な方向に、アンテナを振ることでスキャンする方法である。したがって、FOVは衛星直下点で最も小さくなり、縁辺に行くにしたがってFOVは大きくなる。また、アンテナの向きと地表の為す角度が変化するため、角度特性を保つことはできない。しかし、コニカル・スキャンに比べ、観測幅を大きくすることが可能である。マイクロ波センサでは、主にサウンダが採用しており、前項で挙げたサウンダは全てクロストラック・スキャンである。図7ではAMSU-A, Bを例示したが、AMSU-AのFOVの内側に、より高い周波数を用いているAMSU-BのFOVがある。

### 1.3 マイクロ波画像を使った解析のポイント

この節では、これまでみてきたマイクロ波の諸性質と観測法に起因する諸特性から、実際に気象現象を解析する際に重要となるポイントについて解説する。

マイクロ波センサは、付録2 衛星・センサー一覧表に挙げたように、非常に多くの周波数で観測を行っている。しかし、その全てが図情報として気象現象を解析するのに適しているとは限らず、気象衛星センターで行われている熱帯擾乱解析（加藤ほか，2004）での現業的な利用を考えるためにも、適当な周波数を特定する必要がある。

本節では、第2章以降の実際の調査で使用した周波数による解析について解説する。なお、周波数帯の名称は、AMSR-Eの観測周波数を元にした。他のセンサでは、若干異なった周波数で観測しているものもある（例えば、AMSR-Eの89GHzに対し、SSM/Iでは85.5GHzなど）。このようにセンサに合わせて観測周波数が選ばれているが、本質的に同様の性質を共通して持つ周波数帯から選ばれている。このような違いは、以下で述べる解析には特に影響を与えない。そこで簡便のため、同一の名称を充てている。

ここで選択した周波数帯は、89GHz帯及び36GHz帯である。次項以降、それらの主な特徴を、解析に有利な点、不利な点を中心にまとめている。しかし、マイクロ波画像の解釈については、現在のところ未だ発展途上の段階であり、十分に解明されていないことが多々ある。そのような状況で、Randall et al. (1992, 1993)などの先行する研究事例を参考にしながら、周波数と、実際に図化された輝度温度の分布を見て、特

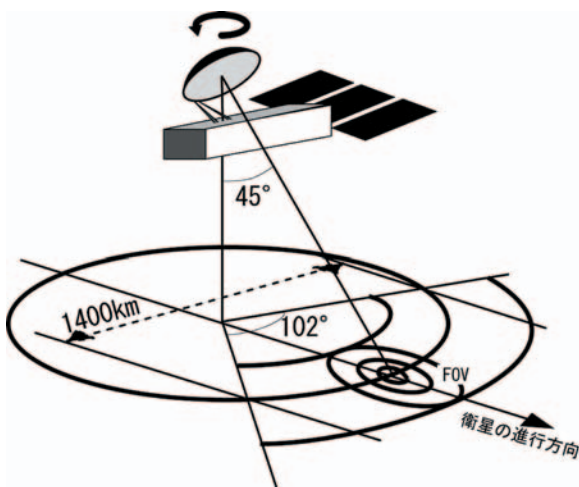


図6 コニカル・スキャンの模式図  
SSM/Iを例に、コニカル・スキャンの概念を示した。

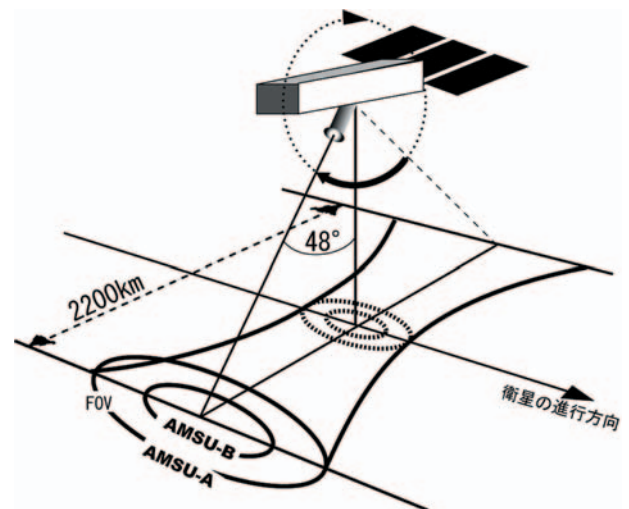


図7 クロストラック・スキャンの模式図  
AMSU-A, Bを例に、クロストラック・スキャンの概念を示した。



徴を抽出して記述していることに留意されたい。

これら二つの周波数帯の解説の後、主に熱帯擾乱解析で注意すべき点をまとめている。

### 1.3.1 89GHz 帯の特徴

89GHz 帯は、マイクロ波域では比較的高い周波数帯に属している。そのため、水平解像度は比較的高い(AMSR-E で約 6km)。89GHz 帯の最大の特徴は、雪や霰などの氷粒子から受ける散乱の影響が、非常に大きいことである。このため、発達した対流雲は、散乱粒子を多く含む領域が非常に低い輝度温度として検出される(図8の c1, c2 で示されている領域)。

このことから、特に熱帯擾乱を解析する際に、Cbバンドなどの発達した対流雲中の、最も対流の激しい領域を明瞭に区別することができる。

その他の性質は、前述のマイクロ波域が持つ諸性質で説明ができる。

陸面(射出率が1に近い)に比べて、海面(射出率が1より小さい)は、低い輝度温度の領域として表現される(図8の b1, b2 付近)。また、水雲粒や雨滴による吸収・射出の影響から、融解層以下の水雲の領域は、海面よりやや高い輝度温度として表現される(図8の e1, e2 付近)。

これらの特徴から、発達した対流雲による低輝度温度領域を追跡することが、この周波数帯を用いた解析の中心となる。マイクロ波による解析は、一般に海上に限った方が都合が良いが、散乱の効果の大きい非常に発達した対流雲は、高い輝度温度を持つ陸面とコントラストが高く、陸上でも追跡可能である。

注意すべき点は、海面温度が低い場合の海面と対流雲域との混同が挙げられる。これらは、同じような輝度温度領域として表現される可能性があるためである。例えば、台風が海面温度の低い海域にある場合の解析などで注意を払う必要がある。

対策としては、垂直偏波と水平偏波の輝度温度を比較することが挙げられる。対流雲内で、十分散乱の影響を受けていれば、その領域の垂直偏波輝度温度と水平偏波輝度温度は、ほぼ同じになる。そのため、垂直

偏波輝度温度と水平偏波輝度温度の差が大きい海面と区別することができるからである。

図9は、その具体例である。図9(A)の赤外面像で、黄海および沖縄の南の海域は雲がかかっておらず、輝度温度がそれぞれ約 283K および約 293K で、10K 程度の温度差がある。図9(B),(C)のマイクロ波画像を見ると、黄海は沖縄の南の海域に比べ大変輝度温度が低く観測されており、フィリピン付近にある台風200601号に伴う対流雲の輝度温度と同じ程度の輝度温度となっている。図から明らかに分かる通り、台風に伴う活発な対流雲によって輝度温度が低くなっている領域は、垂直偏波と水平偏波の輝度温度があまり変わらないが、黄海の輝度温度は、垂直偏波に比べて水平偏波の輝度温度がさらに低くなっており両者の差が大きい。

また、他の識別方法としては、偏波修正温度(Polarized Corrected Temperature: PCT)の利用が有効である(Spencer et al. 1989)。PCT を算出して用いることによって海面や水滴等による偏波の影響を取り除き散乱による輝度温度低下を抽出できるため、対流雲域の識別が容易となる。気象衛星センターでは、PCTを含めて、複数の輝度温度をリアルタイムに演算した結果を表示できる環境があるが、利用については試行錯誤している段階である。

### 1.3.2 36GHz 帯の特徴

36GHz 帯は、マイクロ波域の中間の周波数帯にある。そのため、水平解像度は、89GHz 帯に比べ低い(AMSR-E で約 14km)。36GHz 帯の最大の特徴は、海面が非常に低輝度温度領域で表現されることと、水雲の影響を強く受けることである。水雲に含まれる降水粒子や雲粒による吸収・射出の効果が、他の周波数帯に比べて大きいため、水雲は高輝度温度の領域として表現される(図8の f3, f4 で示されている領域)。海面は、射出率が小さいため、非常に低い輝度温度領域として表現される(図8の b3, b4 付近)。

これらの性質から、海上にある水雲は、はっきりとしたコントラストを持つ高輝度温度領域として捉える

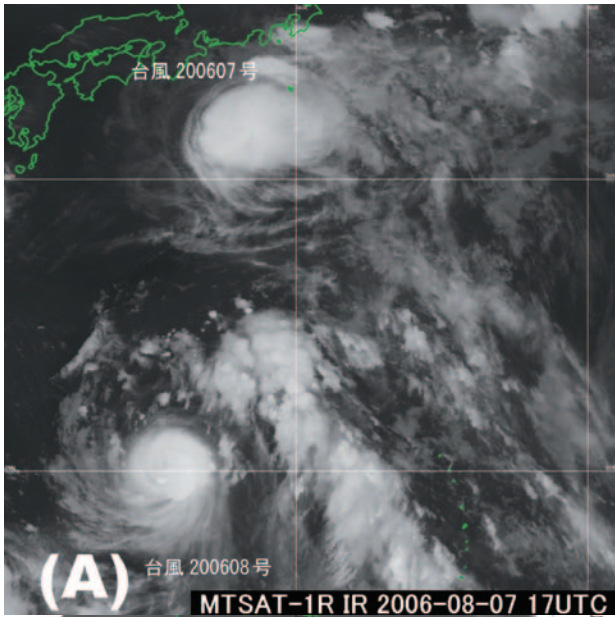
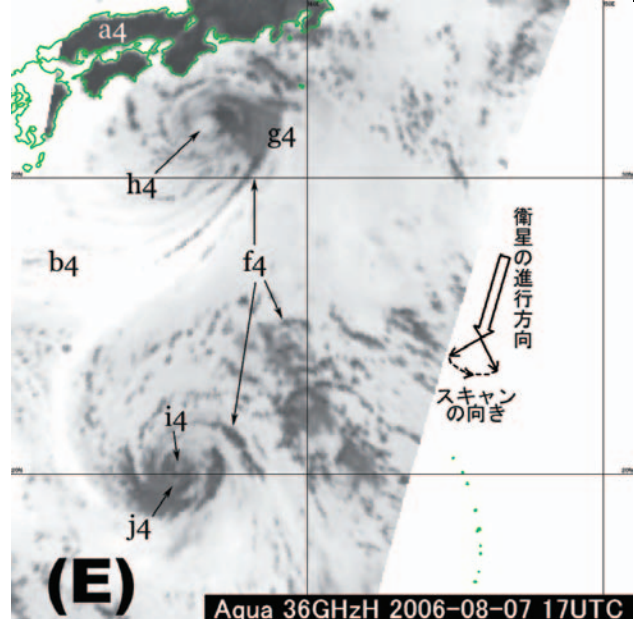
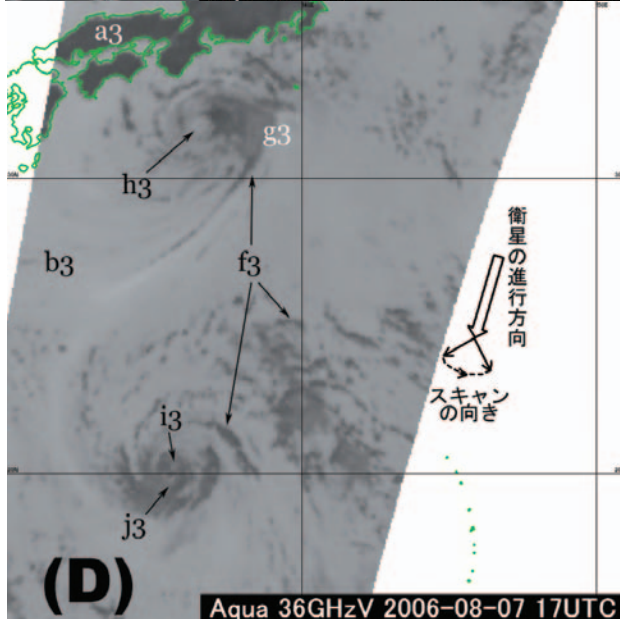
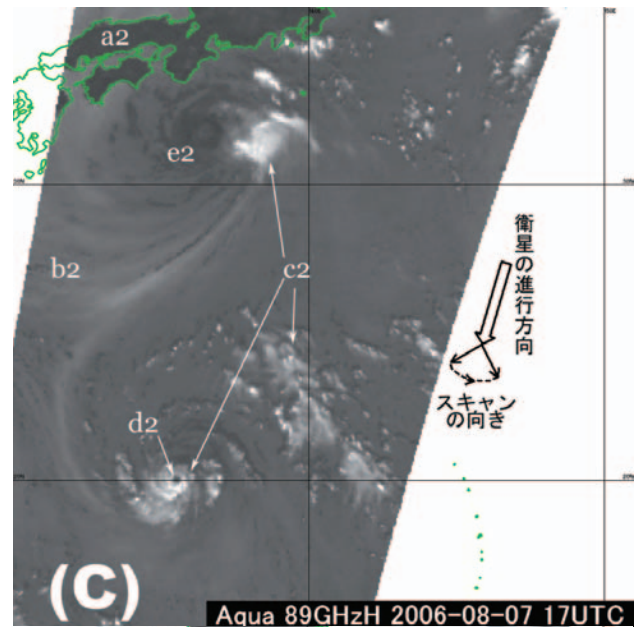
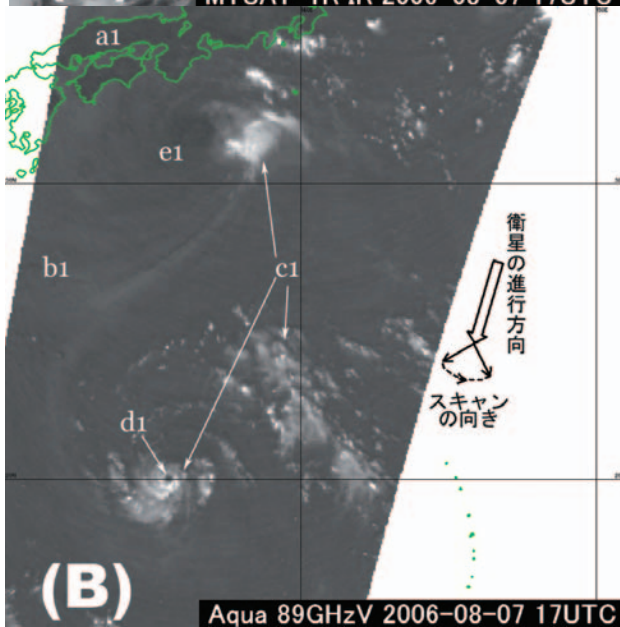


図8 赤外画像、マイクロ波画像による見え方の違い  
(2006年8月7日17UTC)  
(A) 赤外画像、(B) 89GHz 垂直偏波画像、  
(C) 89GHz 水平偏波画像、(D) 36GHz 垂直偏波画像、  
(E) 36GHz 水平偏波画像  
いずれの図も、輝度温度が高い領域ほど暗く(黒く)、  
低い領域ほど明るく(白く)表示している。



ことができるため、海面上の水雲を検出することが、この周波数帯を用いた解析の中心となる。ただし、陸面は射出率が高くなり、輝度温度が高いため、陸上での解析はできない。

注意すべき点は、36GHz帯でも雪・霰などの氷粒子による散乱の影響を無視できない場合があることである。すなわち、台風などの非常に発達した対流雲では、36GHz帯の輝度温度低下が無視できない。そのため、非常に発達した対流雲がある場合、低輝度温度の領域が海面なのか、対流雲なのか、判別しなければならない。判別には、前項の89GHz帯の対策で記したように、偏波の情報を用いることが有効である（第1.3.3項を参照）。つまり、垂直偏波輝度温度と水平偏波輝度温度の差が大きい領域は、海面と推定でき、差が小さい領域は、発達した対流雲であると推定できる。

### 1.3.3 マイクロ波画像の見え方の比較

この項では、図8を元に、これまで述べてきた89GHz帯および36GHz帯の諸性質が画像上でどのように見えるのかを比較しつつ解説を行う。この項では、図8(A)～(E)を、それぞれ単に(A)～(E)と略記する。

(A)の赤外画像で明瞭に認められる二つの雲塊はそれぞれ台風で、日本のすぐ南海上のものが台風200607号、北緯20°付近のものが台風200608号である。赤外画像では、台風200607号、台風200608号共に中心の解析が難しい事例である。

(B)～(E)のマイクロ波域の画像では、陸面(例:各々の画像上のa1～a4)の輝度温度が最も高く、暗く表現されている。一方、海面(例:各々の画像上のb1～b4)では、射出率の比較的大きい89GHz帯では暗くなっている(b1, b2)が、射出率の小さい36GHz帯では明るく表現されている(b3, b4)。各々の周波数帯で垂直偏波と水平偏波を比べてみると、海面上では垂直偏波(b1, b3)の方が水平偏波(b2, b4)よりも輝度温度が高く、より暗く表現されている。このように、海面では垂直偏波と水平偏波の輝度温度の差が大きい。

(B)と(C)の89GHz帯の画像に注目すると、いずれも融解層以上の氷粒子に散乱の影響を受けた活発な対流雲の領域(例:c1, c2)で輝度温度が非常に低く、白く輝いて見える。台風200608号については、丁度北緯20°線上に輝度温度の高い領域として眼(d1, d2)を解析できる。台風200607号については、活発な対流雲の明るい領域の西側に、海面より暖かい暗め

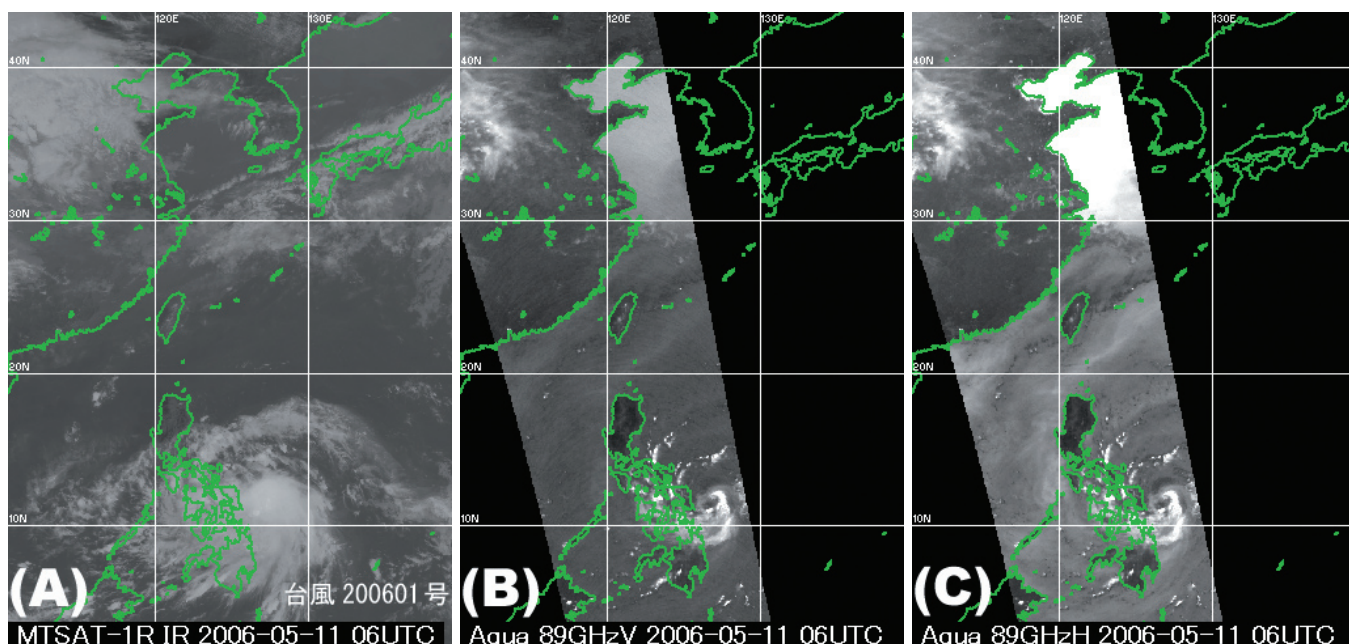


図9 89GHz帯の垂直偏波と水平偏波の見え方の違い(2006年5月11日06UTC)

(A)赤外画像、(B)89GHz垂直偏波画像、(C)89GHz水平偏波画像

いずれの図も、輝度温度が高い領域ほど暗く(黒く)、低い領域ほど明るく(白く)表示している。

の領域として水雲 (e1, e2) が広がっていることが認められるものの、中心の解析は難しい。

(D) と (E) の 36GHz 帯の画像に注目すると、それぞれの台風は、水雲 (例: f3, f4) の領域で輝度温度が上昇し、海面より暗く表現されている。ここで注意すべき点は、発達した対流雲 (例: g3, g4) は、水雲の上に氷粒子を多く含んでいるため、89GHz 帯ほど顕著ではないものの輝度温度低下が起こるため、水雲のみの領域よりも明るく表現されている。89GHz 帯では解析が難しかった台風 200607 号の中心が、36GHz 帯では水雲で構成された下層渦の中心として解析できる (h3, h4)。また、台風 200608 号の中心については、北緯 20° よりやや北側の白い領域 (i3, i4) として認められる。89GHz 帯で解析された中心 (d1, d2) との 10km ほどの位置の違いは、次項で説明される視差が原因である。なお、北緯 20° より南にも白い領域 (j3, j4) があり、紛らわしい。i3 と i4 を比べると、i3 が i4 よりも暗く、垂直偏波と水平偏波の輝度温度差が大きいことから、海面が見えていることによる低輝度温度領域だと考えることができる。一方、j3 と j4 は、輝度温度の差がないことから、非常に発達した積乱雲内の散乱粒子によって引き起こされた輝度温度低下によるものと考えられる。このように垂直偏波と水平偏波の輝度温度を比較することによって、紛らわしさを除去することができる。

#### 1.3.4 89GHz 帯と 36GHz 帯を用いた解析での注意点

89GHz 帯及び 36GHz 帯はいずれも、マイクロ波の持つ基本的な性質から、赤外画像や可視画像で上層雲に覆われている領域で、その下部構造を捉えることができるという利点を持っている。しかし、前項までにみてきたように、各々の周波数帯で解析の主眼となる対象は異なり、それぞれを補完して、長所を引き出しながら利用することが重要となる。また、以下に挙げるいくつかの欠点があるため、解析者は赤外画像や可視画像にも留意する必要がある。

注意すべき第一の点は、89GHz 帯と 36GHz 帯とは、対象とする高度が異なることである。つまり、

89GHz 帯では、融解層以上の対流が活発な領域が対象であるのに対して、36GHz 帯では、融解層以下の水雲が対象である。そのため、例えば台風などの擾乱をこの二つの周波数帯でみると、36GHz 帯では水雲のある領域が広く検出でき、89GHz は、その中の活発な対流活動が行われているところを検出することになる。

対象とする高度が違うことによって、最も影響を受けるのは、台風の眼を検出する場合である。台風の眼を取り囲む雲壁は、上空にいくにしたがって広がる構造を持っている。そのため、89GHz では、眼を高い高度で検出することになり、またその大きさも 36GHz 帯で検出する中心よりも大きくなる (図 10)。一方、36GHz 帯では、より地表に近い高度で、89GHz に比べて小さく眼を検出できる (図 10)。ただし、36GHz 帯の方は 89GHz 帯に比べて解像度が劣り、また水雲の領域は縁辺が不明瞭の場合も多く、両者をよく見比べて解析する必要がある。

二点目は、第 1.2.4 項でみてきたように、マイクロ波イメージャは、コニカル・スキャンを採用しており、地表面を、ある一定の角度 (入射角約 55°) をもって観測していることである。このため、台風の中心を解析する際に、図 11 で表されるような、ずれが生じる。このずれを視差といい、より高い高度に感度のある 89GHz 帯の視差は、36GHz 帯に比べて大きい。もちろん 36GHz 帯にも視差が生じるため、可能な限り補正する必要がある。

しかし、各々の周波数帯で、どの程度の視差が生じるのか推定することは難しい。なぜなら、各々の周波数帯で最も感度が高くなる高度は、その時々雲の鉛直構造や大気のプロファイルで変化するからである。89GHz の場合だと、散乱粒子の高度分布によっては、圏界面付近を見ていることになることもあり、20km 程度の視差が生じることもある。

したがって、89GHz 帯と 36GHz 帯で解析した台風の中心がずれた場合は、まず視差によるずれがあることが考えられる。その際、衛星の軌道上での進行方向と、センサの向いている方向に留意することが重要で

ある。

以上見てきたとおり、マイクロ波画像による解析はたいへん有効な視点をもたらすものの、必ずしも万全ではない。赤外画像及び可視画像も併用して解析を行うのがよりよい結果をもたらすものと考えられる。赤外画像・可視画像で解析の難しい場合、マイクロ波画像で擾乱の内部構造を把握し、また、マイクロ波画像

による解析を、赤外画像・可視画像による解析と比較するなど、互いに情報をフィードバックしながら、それぞれの長所を活かすべきである。

最後に、表2に、89GHz帯及び36GHz帯の特徴をまとめている。以上述べてきたマイクロ波画像の特徴を基礎に、第2章で記される調査を行った。

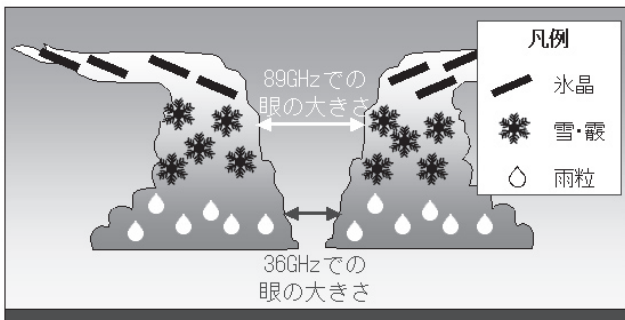


図10 周波数帯による台風の眼の観測高度の模式図

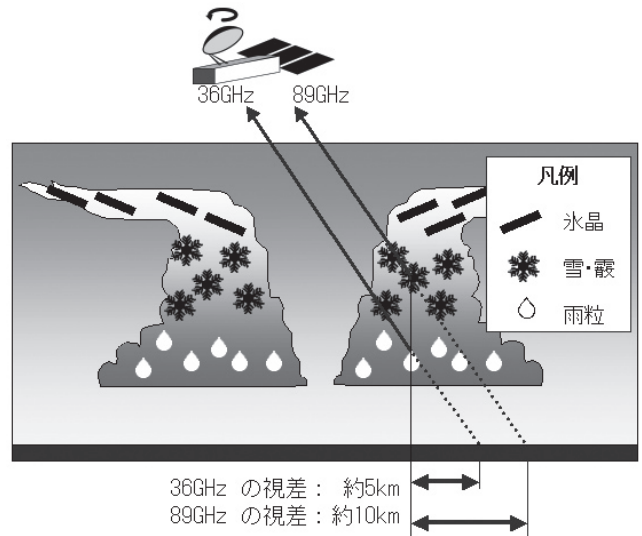


図11 視差の模式図

表2 89GHz帯及び36GHz帯の特徴

各々の周波数帯で、擾乱解析に適した特徴に○印を、不適もしくは注意を要する特徴に×印を付けている。

36GHz帯	89GHz帯
○ 上層雲に覆われた台風構造(眼・バンド)を解析可能	
× 89GHz帯に比べて低解像度	○ 36GHz帯に比べて高解像度
○ 水雲や降水域の検出に適する	○ 発達した対流雲の検出に適する
× 陸上と雲を明瞭に区別できない	△ 陸上でも対流雲を追跡できる可能性がある
	× 冷たい海面と対流雲を混同してしまう
○ 89GHz帯に比べて視差が小さい	× 36GHz帯に比べて視差が大きい
○ 台風の眼の大きさを低高度で小さく観測	× 台風の眼の大きさを高高度で大きく観測

## 2. マイクロ波画像を利用した熱帯擾乱解析調査

### 2.1 調査の概要

極軌道衛星 Aqua に搭載されている AMSR-E センサによるマイクロ波画像が2003年6月から利用可能となった。これを機に気象衛星センター解析課では AMSR-E センサによって撮像されたマイクロ波画像を熱帯擾乱解析へ利用するための調査と技術開発を進めてきた。マイクロ波画像による台風の中心解析につい

ては、Lee et al.(2002) による研究が挙げられるが定性的な内容にとどまる。我々は、出来るだけ定量的な手法を重視し調査を続けた結果、マイクロ波画像を用いた新たな中心解析法を開発した。このため今回開発した方法をレーダー気象通報式 (RADOB 報) 等と比較し、その精度等を調査した。

2.2 調査期間

2003年6月～2005年12月

2.3 調査対象熱帯擾乱

調査期間中に、マイクロ波画像で捉えることが出来た熱帯擾乱を対象とした。これらの一覧を表3に示す。

2.4 調査項目

a. マイクロ波画像によるパターン別出現頻度

マイクロ波画像と可視赤外面像では、同じ熱帯擾乱を見た時、見え方が異なる。そのため、本調査ではマイクロ波画像における熱帯擾乱の雲パターンを経験的に3種類に分けたパターン判別を行い、これらのパターンごとの出現頻度を調査した。

b. 熱帯擾乱の解析精度

マイクロ波画像で解析した熱帯擾乱の中心と可視赤外面像で解析した中心との緯度経度誤差、ならびに距離を調べる。一方、精度の高い位置情報としてRADOB報があるが、これを独立資料として採用し、マイクロ波画像から解析した中心との緯度経度誤差、並びに距離を調べマイクロ波画像の解析精度を調査する。

c. マイクロ波画像と可視赤外面像の比較

従来の可視赤外面像を用いた熱帯擾乱解析で測定される項目に「中心精度」がある。これはその直径(km)の中には90パーセントの確率で熱帯擾乱の中心が存在するという情報であるが、今回の調査においても従来の中心精度測定にならってマイクロ波画像における測定方法を新たに定義し測定を行った。これを中心解析サイズと呼ぶ。これについてマイクロ波画像において測定した値と、従来の可視赤外面像による測定値を比較する。

一方、マンマシンインターフェイスにおいて人が解析作業を進めるにあたり、マイクロ波画像を用いる場合と可視赤外面像を用いる場合で、どちらがより明瞭でわかりやすく解析することが出来たかという定性的な調査も行った。

表3 調査を行った熱帯擾乱一覧  
TC番号については付録1略語表を参照されたい。括弧内の数はマイクロ波画像で解析できた数である。

2003年

TC0007(2)	TC0017(6)	TC0029(2)
TC0011(1)	TC0020(12)	TC0030(1)
TC0012(8)	TC0021(8)	TC0031(15)
TC0015(1)	TC0025(1)	
TC0016(6)	TC0026(4)	

2004年

TC0003(14)	TC0015(8)	TC0027(2)
TC0004(8)	TC0016(1)	TC0031(12)
TC0006(4)	TC0018(8)	TC0032(6)
TC0007(7)	TC0019(5)	TC0033(8)
TC0008(3)	TC0020(7)	TC0034(11)
TC0009(8)	TC0021(16)	TC0035(11)
TC0010(8)	TC0022(8)	TC0037(7)
TC0011(11)	TC0023(1)	TC0040(5)
TC0012(4)	TC0024(16)	
TC0013(8)	TC0025(4)	

2005年

TC0001(5)	TC0009(7)	TC0017(11)
TC0002(6)	TC0010(3)	TC0018(8)
TC0003(8)	TC0011(10)	TC0019(5)
TC0004(13)	TC0012(10)	TC0020(15)
TC0005(12)	TC0013(7)	TC0021(8)
TC0006(7)	TC0014(13)	TC0022(8)
TC0007(6)	TC0015(12)	TC0023(7)
TC0008(5)	TC0016(2)	

2.5 調査方法

熱帯擾乱を捉えた1つのマイクロ波画像について、「パターン判別」→「中心解析」→「中心解析サイズ測定」→「マイクロ波画像と可視赤外面像の比較」を一連の作業として行った(図12)。

「パターン判別」では、チャート(図12)の判断条件に従いマイクロ波画像における雲パターンを決定する。雲パターンを決定した後は、それぞれのパターンで定義された方法に従い「中心解析」と「中心解析サイズ」測定を行う。雲パターンが「不明」となった場合には、「中心解析」、「中心解析サイズ」測定は行わない。

「マイクロ波画像と可視赤外面像の比較」では7つの選択肢を用意し、解析者がどれか一つを選択する形式を取った。選択肢とその選択条件を表4に示す。

解析に使用した周波数はそれぞれの周波数の特徴や

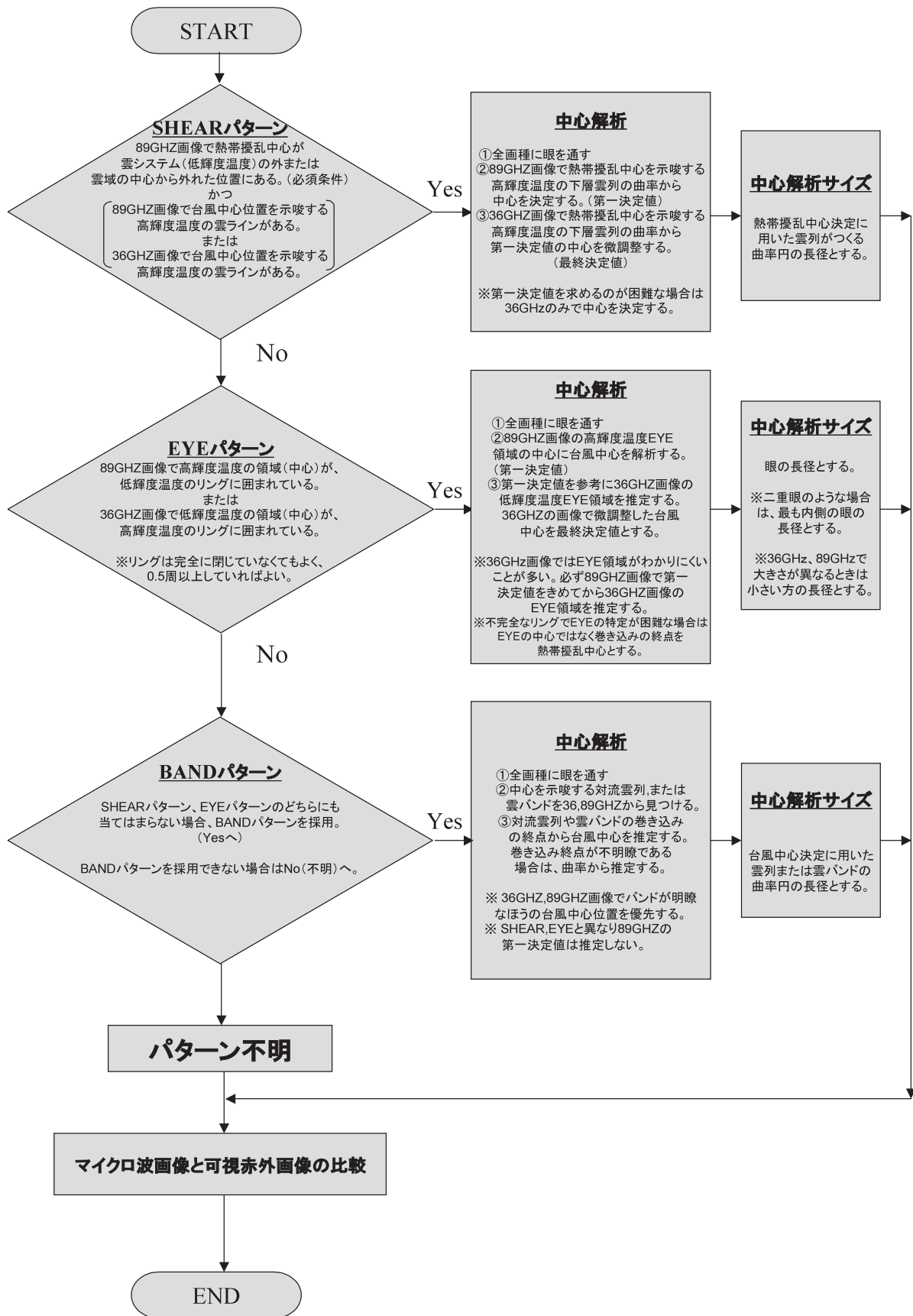


図12 解析手順フローチャート

表4 マイクロ波画像と可視赤外画像の比較調査に用いた選択肢とその判定条件

選択肢	条件	備考
マイクロ波のほうが明瞭	マイクロ波画像ではEYEパターンで中心位置明瞭。 可視赤外画像でEYEパターン以外。	
	マイクロ波画像でBAND,EYEで中心位置明瞭。 可視赤外画像で台風中心位置決定困難。	
マイクロ波のほうがやや明瞭	マイクロ波画像でEYEパターン。 可視赤外画像でEYE以外だが中心位置明瞭。	可視赤外画像で中心位置が明瞭かどうかは動画なしでも台風中心位置がわかるかどうかを基準にする。
	マイクロ波画像でEYE以外であるが明瞭なBANDで台風中心位置明瞭。 可視赤外画像では台風中心位置不明瞭	
マイクロ波、可視赤外画像ともに不明瞭	可視赤外画像、マイクロ波画像でともにパターン不明瞭で中心位置決定困難	可視赤外画像でUNDEFINEかつ、マイクロ波画像で不明パターンの時に選択する。SHEARで非常にわかりにくいときにも選択可能。
マイクロ波、可視赤外画像ともに明瞭	可視赤外画像、マイクロ波画像でともにEYE	
可視赤外のほうがやや明瞭	マイクロ波画像でBAND,SHEARで台風中心位置不明瞭。 可視赤外画像で中心位置明瞭	可視赤外、マイクロ波画像ともに中心位置は明瞭ではないが、可視赤外動画で台風中心位置決定可能な場合。
可視赤外のほうが明瞭	マイクロ波画像で不明パターンなどで台風中心位置不明瞭。 可視赤外画像で中心位置明瞭かやや明瞭	マイクロ波画像SHEARパターンで、雲列が良くわからない場合など
不明	画像がおかしいなど上記のパターン分類にどうしても収まらないとき	

※可視赤外画像における熱帯擾乱中心解析方法は Dvorak 法に準拠する

解像度を考慮し、89GHz と 36GHz を用いた。偏波は、射出が比較的大きい垂直偏波を使用した。なお、基本的に熱帯擾乱が海上に存在する場合についてのみ解析を行い、陸上にある場合には解析していない。これは陸地からのマイクロ波の射出が海面に比べて大きいため、擾乱との陸地のコントラストが落ち、解析が難しいケースが多いためである。

解析結果の統計処理において2点間の距離あるいは2点間の緯度経度誤差を求める際に、QCとして2

度の閾値を設けた。例えば、2点間の緯度経度誤差が1.9度ならデータは採用され、2.1度ならそのデータは採用されない。これは熱帯擾乱が互いに近い場所に2個以上存在する場合、解析者が誤って別の擾乱を解析してしまったケースを取り除くためである。2度の根拠は、従来の可視赤外画像解析においてCb-Clusterパターンの場合、Accuracyが175km固定になるが、この距離は北緯20度付近で約2度なることを参考にして決定した。



## 2.6 マイクロ波画像における雲パターン

本調査では以下の3つの雲パターンをマイクロ波画像から判別する。

- a. SHEAR パターン
- b. EYE パターン
- c. BAND パターン

これらは、経験的ではあるが、熱帯擾乱について対流雲列と眼 (EYE) の存在に注目して採用したパターンである。いずれも従来のドボラック法に存在するパターン名であるが、マイクロ波画像の見え方が可視赤外画像と異なることから、それらの定義もやや異なる(図12参照)。本節では、3つのパターンそれぞれの特徴と「中心解析」、「中心解析サイズ」の測定方法を実際の画像を使用して解説する。

### a. SHEAR パターン

このパターンの概念図を図13-1に示す。熱帯擾乱の中心が、擾乱の発達した雲域から離れた位置にあるのが特徴である。雲域Aは熱帯擾乱の雲システムで、89GHzで低輝度温度として表現される発達した雲域である。雲域Bは前線性雲バンドである。必ずこの雲域が存在するとは限らないが、中緯度帯以北では存在することが多い。対流雲列Cは36GHzで比較的明瞭に見える。中心の解析には、対流雲列Cのような中心を示唆していると思われる雲列を探し出し、それらが形作る曲率円(図中では波線で示された楕円)の中心に決定する。中心解析サイズの測定には、この曲率円の長径を測定する。

図13-2は89GHzで見た雲パターンである。雲域Aは熱帯擾乱の雲システムで低輝度温度の発達した雲域である。雲域Aの南側に高輝度温度で表現される対流雲列Bが確認できる。中心を示唆していると思われる雲列を点線で示した。しかし、これらは海面と同程度の輝度温度であるためコントラストが低く明瞭には識別できない。これらの雲列から解析できる中心も示した。これが、熱帯擾乱中心の第一推定値となる。

36GHz画像では海面からのマイクロ波射出が小さいので、対流雲列が見やすくなる。いくつかの対流雲列から中心を示唆している雲列を探し出す。例を図

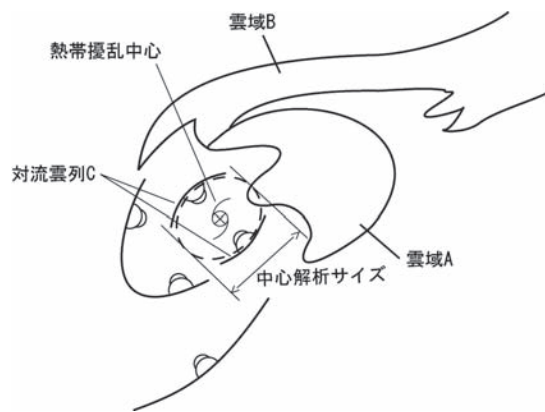


図13-1 SHEARパターン概念図

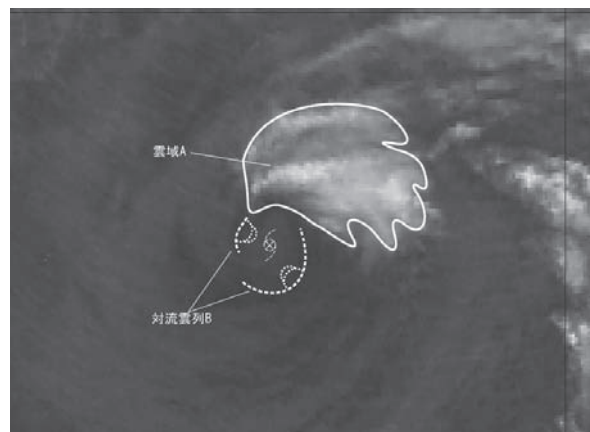


図13-2 TC0004 89GHz  
2005年6月8日17UTC撮像。  
中心位置：26.6N 135.1E

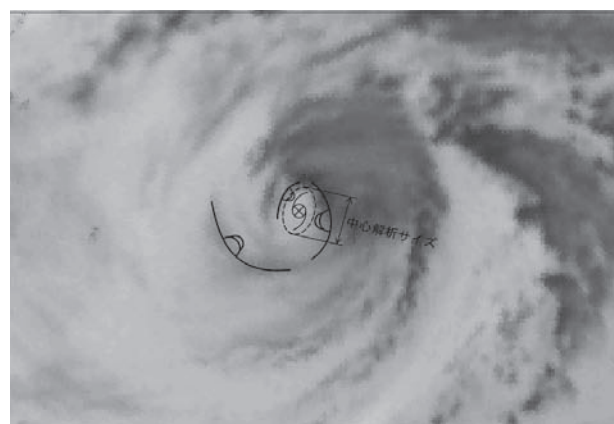


図13-3 TC0004 36GHz  
2005年6月8日17UTC撮像。  
中心位置：26.6N 135.1E

13-3 に示す。この対流雲列の曲率から中心を推定するが、89GHz 画像での中心とずれがある場合には視差の小さな 36GHz 画像中心を採用する(最終決定値)。また、対流雲列が形成する曲率円(波線の楕円)の長径を中心解析サイズとして測定する。

b. EYE パターン

マイクロ波画像では、i. 完全なリング状の眼が形成されているケース(図 14-1)と ii. 不完全なリングのケース(図 15-1)がある。不完全な場合でも雲バンドが 0.5 周以上していれば EYE パターンを採用できる。

i. 完全なリング状の眼を持つパターン

図 14-1 はこのパターンの概念図である。文字通り雲域が環(リング)状を呈しており、中心解析は容易である。

89GHz 画像(図 14-2)における、リング状を呈する低輝度温度の雲域 A がこのパターンの大きな特徴である。眼は中央部波線円で示した高輝度温度領域である。中心はこの領域の中心に決定する(第一推定値)。中心解析サイズは眼の直径あるいは長径であるので、この図の場合は波線円の直径を測定する。

図 14-3 の 36GHz 画像において、眼は中央部の低輝度温度領域であり、その領域の中心が擾乱の中心である。ただし、36GHz 画像で眼が明瞭で、89GHz 画像で解析した中心と 36GHz 画像における中心が一致していない場合は、視差の影響が小さい 36GHz 画像で解析した位置を擾乱の中心とする(最終決定値)。36GHz 画像における眼が不明瞭な場合は、89GHz で解析した位置を中心として採用する。中心解析サイズは、眼の直径あるいは長径である。この画像では、波線楕円の長径を測定する。この測定値と 89GHz 画像での測定値を比べ小さい方を最終的な中心解析サイズとする。



図 14-1 完全なリング状 EYE パターン

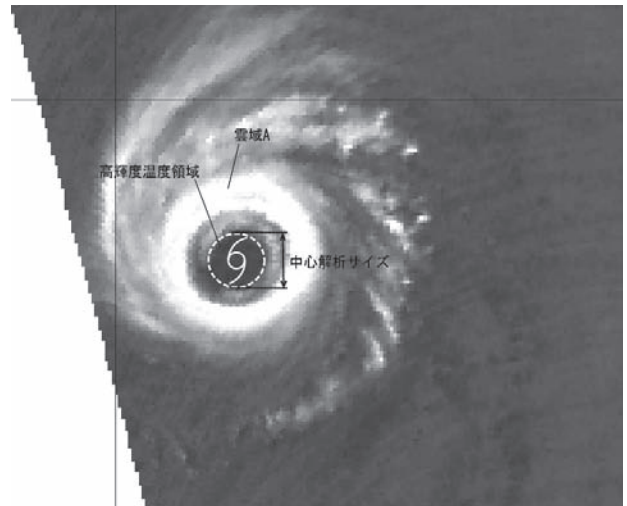


図 14-2 TC0003 89GHz  
2004年4月13日04UTC撮像。  
中心位置：17.5N 131.2E

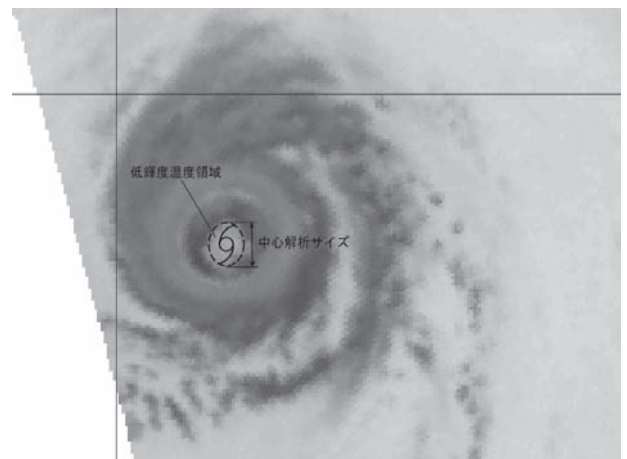


図 14-3 TC0003 36GHz  
2004年4月13日04UTC撮像。  
中心位置：17.5N 131.2E

ii. 不完全なリング状の眼を持つパターン

図 15-1 はこのパターンの概念図である。前述のリング状 EYE パターンと異なり、雲バンドが一周していない、渦巻き状のパターンが特徴である。このパターンは、89GHz 画像で明瞭に見えることが多く、36GHz 画像では逆にリング構造があまりはっきりしない EYE パターンといった見え方をすることが多い。

89GHz 画像の例として図 15-2 を示す。白実線で囲った低輝度温度の領域（雲域 A）が「不完全なリング」である。また、中央部の高輝度温度領域 B が眼である。擾乱の中心（第一推定値）はこの領域の中心に決定する。中心解析サイズは、この場合波線楕円の長径を測定する。

図 15-3 は 36GHz 画像であるが、高輝度温度の雲域の中央部にある低輝度温度の領域（波線楕円）が眼である。擾乱の中心はこの眼の中心であるが、36GHz 画像で解析した中心と 89GHz 画像での中心にずれがある場合は視差の影響が出ているので、36GHz 画像での中心を採用する（最終決定値）。もし、36GHz での中心が 89GHz 画像に比べて不明瞭な場合は、89GHz 画像で解析した中心を最終決定値とする。中心解析サイズは、眼（波線楕円）の長径である。これは、89GHz 画像の精度と比較して値の小さな方を最終的な中心解析サイズとする。

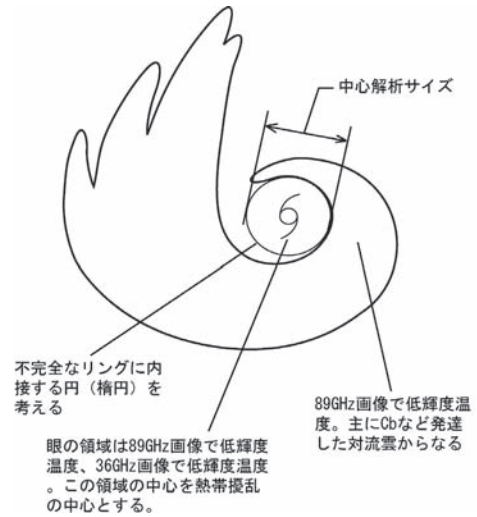


図 15-1 不完全なリング状 EYE パターン

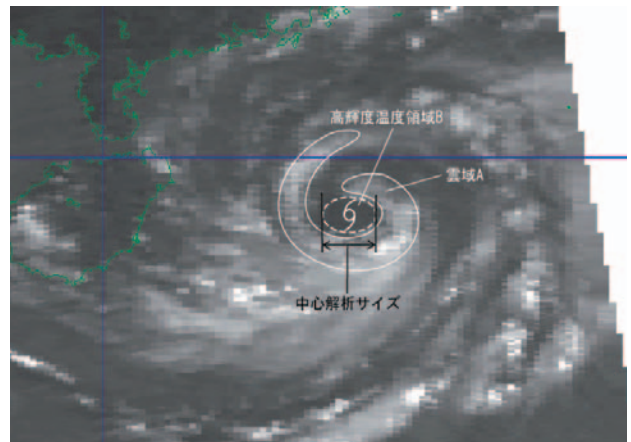


図 15-2 TC0006 89GHz  
2003年8月24日06UTC 撮像  
中心位置：19.1N 113.7E

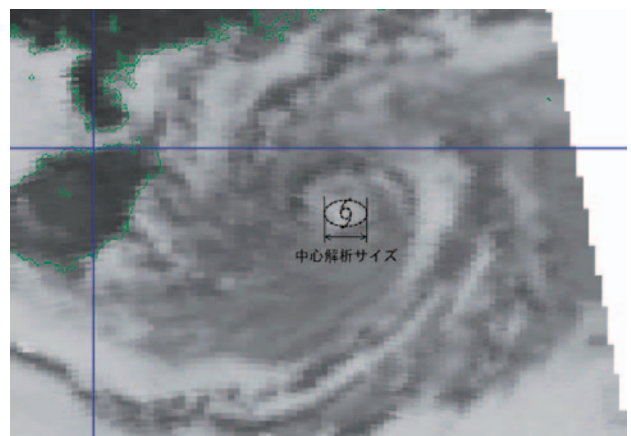


図 15-3 TC0006 36GHz  
2003年8月24日06UTC 撮像  
中心位置：19.1N 113.7E

c. BAND パターン

SHEAR パターンとの大きな違いは、擾乱の中心が雲システムの中に存在することである。EYE パターンとの違いは眼が形成されていない、あるいは眼が形成されつつあるがリングが 0.5 周未満で眼としてのまとまりが無いことである。また、このパターンは、SHEAR パターン、EYE パターンに比べると明瞭な対流雲列が存在しておらず、対流雲が散在しているようなイメージであることも多い。89GHz では低輝度温度の雲域が、36GHz 画像では高輝度温度の雲域が中心を示唆するような曲率を持っているか、バンド状を呈しているか、チェックしつつ解析を行う。

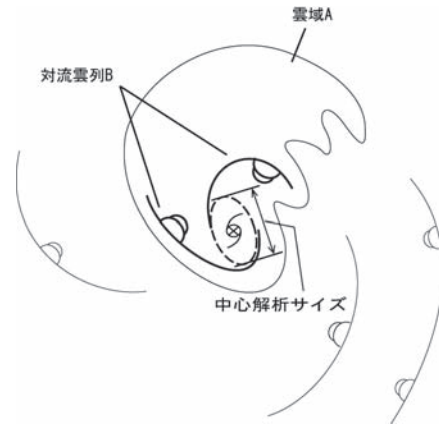


図 16-1 BAND パターン

図 16-1 はこのパターンの概念図である。雲域 A は熱帯擾乱の雲システムである。89GHz 画像で低輝度温度であるとは限らない。水雲主体の雲域である場合は、36GHz 画像で高輝度温度域明瞭となる。対流雲列 B は熱帯擾乱のシステム内で中心を示唆する雲列。この雲列が形成する曲率円の中心が擾乱の中心となる。中心解析サイズはこの曲率円の長径を測定する。

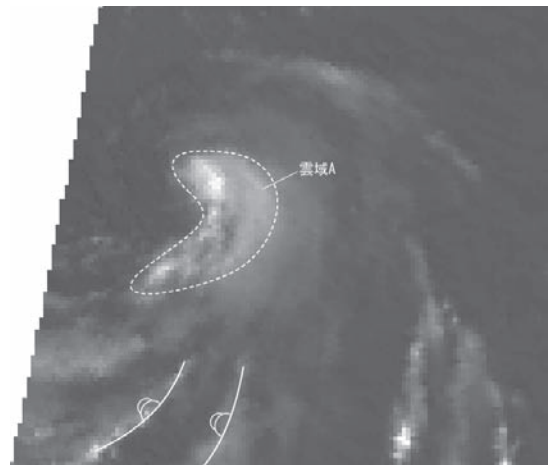


図 16-2 TC0008 89GHz  
2004年6月11日 18UTC 撮像  
中心位置：13.7N 112.2E

図 16-2 はこのパターンの 89GHz 画像である。波線で囲った雲域 A が擾乱の雲システムであるが、この例では低輝度温度の雲はあまり濃密ではなく、本当に発達している雲域は一部しか見られない。また、この 89GHz 画像からはシステム内において中心を示唆するような雲列も見られない。

図 16-3 は 36GHz 画像である。システム（雲域 B）の中に、中心を示唆する対流雲列 D が確認できる。この雲列が形成する曲率円 C の中心が擾乱の中心となる。中心解析サイズはこの曲率円 C の長径を測定する。

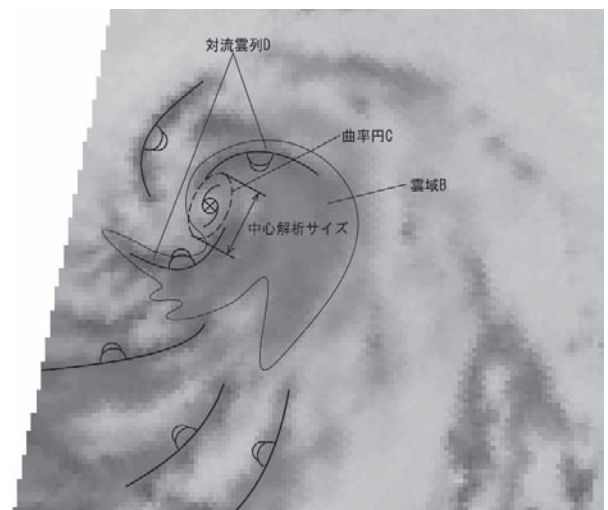


図 16-3 TC0008 36GHz  
2004年6月11日 18UTC 撮像  
中心位置：13.7N 112.2E

2.7 調査結果

調査各項目ごとに結果を示す。

a. マイクロ波画像によるパターン別出現頻度

今回の調査では、57.3%は EYE パターンと判別され、EYE パターンの出現率が非常に多い結果となった(図 17)。

表 5 では、同時刻の可視赤外画像における熱帯擾

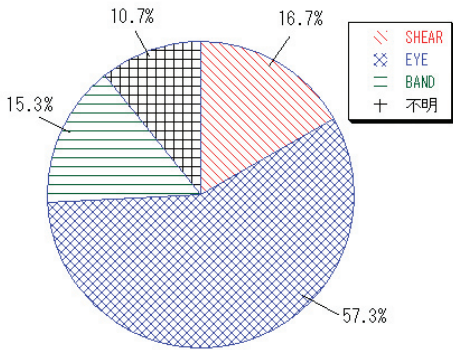


図17 パターン別出現率  
全事例数は466事例。

乱のパターンとマイクロ波画像で判別されるパターンのそれぞれの組み合わせ出現率を示した。現業で可視赤外画像解析を行った時刻とマイクロ波画像の観測時刻を合わせると、比較可能な事例数は161事例となった。ここで、現業の可視赤外画像解析時間間隔は海上強風警報の対象となった熱帯低気圧の場合は6時間間隔、台風の場合には3時間間隔となっている。今回の調査事例には、このどちらのケースも含まれている。可視赤外画像でSHEARパターンとなった時にはマイクロ波画像でもSHEARパターンとなっていることが多いものの、その他の可視赤外画像各パターンにおいてマイクロ波画像ではEYEパターンと判別されることが多いことがわかる。また、マイクロ波画像における不明パターンは現業において台風解析が行われた時刻以外か、2.5節で述べた緯度経度誤差2度より大きいものを除外するQCの影響で該当するものが無かったため表5には出ていない。

b. 熱帯擾乱の解析精度

i. 可視赤外画像中心、RADOB報中心とマイクロ波画像中心間距離の階級別度数分布

可視赤外画像で求めた中心位置とマイクロ波画像

から求めた中心位置間距離の出現率を階級別に図18に示す。

グラフではマイクロ波画像パターンで毎の出現率を積み上げる表示にしてある。マイクロ波不明パターンは中心解析を行わないため、これについてデータは無い。結果を見ると20km以上30km未満の距離出現率が最も多い結果となった。中心間距離が大きくなると事例の出現率は減少するが、100km以上も赤外可視の中心が離れていた事例は2.5%あった。また、中心間距離が100km以下では、マイクロ波画像EYEパ

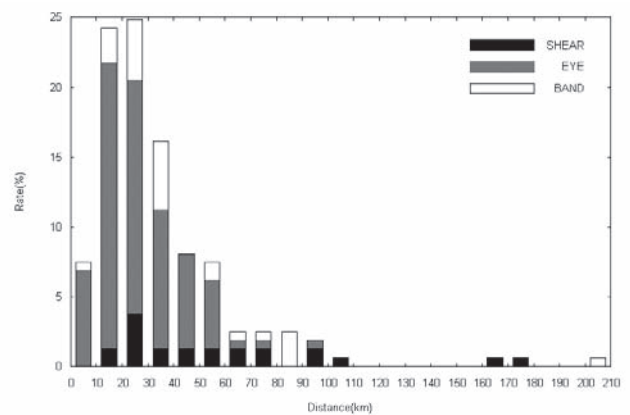


図18 横軸は可視赤外画像における中心とマイクロ波画像における中心間の距離。縦軸は出現率。全161事例。

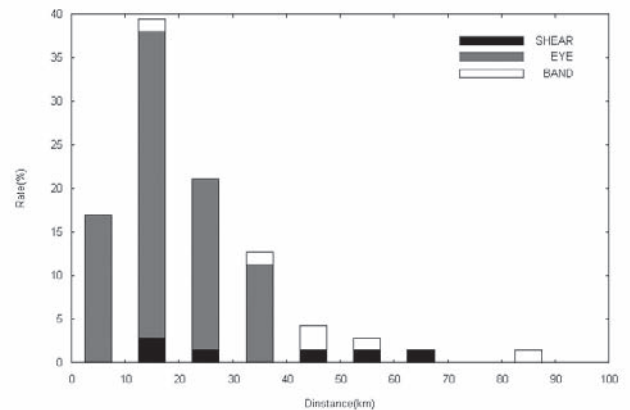


図19 横軸はマイクロ波中心とRADOB報中心間の距離。縦軸はそれぞれの階級の出現率。全71事例。

表5 可視赤外におけるパターンとマイクロ波パターンの出現頻度

IRVISは赤外可視を意味する。MWはマイクロ波を意味する。全事例数は161事例。数値は、IRVIS各パターン毎に、MW各パターンがどのくらいの割合であったかを示す。

	IRVIS BAND	IRVIS B-EYE	IRVIS EMBED	IRVIS EYE	IRVIS SHEAR	IRVIS CB-Cluster
MW SHEAR	3.5	4.8	0.0	0.0	71.4	22.7
MW EYE	64.9	95.2	100.0	100.0	14.3	40.9
MW BAND	31.6	0.0	0.0	0.0	14.3	36.4

(単位 %)

ターンの出現率が大きいのも特徴である。

RADOB 報中心とマイクロ波画像における中心間距離の出現率を階級別に示したものが、図 19 である。ここで RADOB 報について、一つの擾乱を 2 つ以上のレーダーサイトが捉えている場合 RADOB 報はそれぞれのサイトのデータとして発信される。その位置が同一であったとしても、本調査では別々のデータとして取り扱っている。その上で、マイクロ波画像と時刻が一致するものを抽出し 71 事例を得た。結果を見ると傾向は可視赤外との中心間の距離（図 2-7）とほぼ同じである。しかし、可視赤外画像とマイクロ波画像における中心間の距離で

- ・ 20km 以上 30km 未満で出現率が最も大きい
  - のに対し、RADOB 報とマイクロ波画像における中心間の距離では、
  - ・ 10km 以上 20km 未満で出現率が最も大きい
- という結果となった。可視赤外画像とマイクロ波画像の中心距離誤差に比べ、マイクロ波画像と RADOB 報での擾乱中心の距離誤差が小さいということは精度が高いと言え、解析精度に関して RADOB 報と比較しても遜色ないという結果を得た。

ii. マイクロ波画像中心と可視赤外中心、RADOB 報中心との緯度経度誤差分布図

マイクロ波画像で解析した熱帯擾乱中心を基準とした可視赤外画像における熱帯擾乱中心の分布を示したものが図 20 である。これは、緯度経度それぞれについて（可視赤外中心）－（マイクロ波中心）の値をプロットしたものである。± 0.3 度以内に 66% が存在している。一方、同じように RADOB 報について、緯度経度それぞれ（RADOB 報中心）－（マイクロ波中心）をプロットしたものが図 21 である。± 0.3 度以内に 80% が集中している。また、RADOB 中心との比較では 1 度以上離れた事例は無かったが、可視赤外中心との比較ではそのような事例が散見される。これは、可視赤外画像での中心解析において、いわば「的外れな」位置に中心を解析してしまったものである。マイクロ波画像を使うことでそのような誤った解析を減らす効果も期待できる。

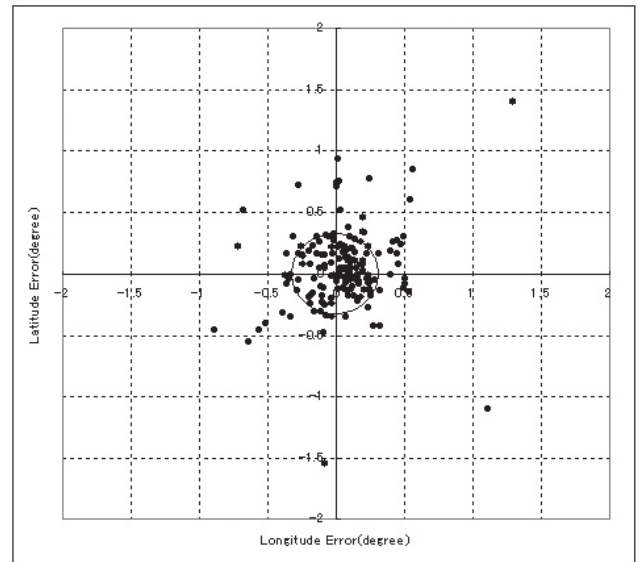


図 20 マイクロ波中心を基準にしたときの可視赤外中心散布図  
 原点がマイクロ波画像において解析された擾乱中心であり、プロットされた点は可視赤外画像で解析された擾乱中心を示す。円は半径 0.3 度である。全 161 事例。

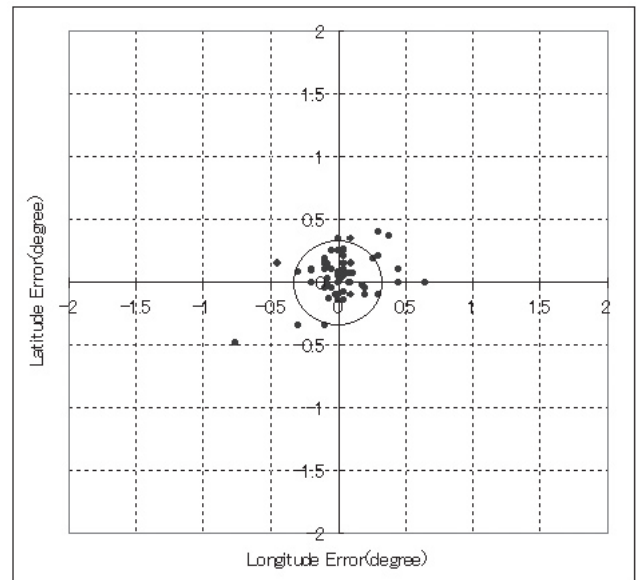


図 21 マイクロ波中心を基準としたときの RADOB 報中心散布図  
 原点はマイクロ波画像において解析された擾乱中心であり、プロットされた点は RADOB 報における擾乱中心を示す。円の半径は 0.3 度。図 2-8 に比べて RADOB 中心とマイクロ波中心はばらつきが小さくなっている。全 71 事例。

c. マイクロ波画像と可視赤外画像の比較

図22は可視赤外画像における Accuracy（いわゆる中心精度）とマイクロ波画像における中心解析サイズを比較したものである。可視赤外画像では40～60kmを測定することが多いのに対して、マイクロ波画像では20～40kmを測定することが多い。このことは、中心解析する時マイクロ波画像の方が中心を特定しやすい状況にあると思われる。

また、RADOB 報で報じられる位置を正しい値と仮定し、マイクロ波画像で解析した中心と RADOB 報中心との距離が、中心解析サイズ以下である確率は92%であった。このことは、マイクロ波画像の中心解析サイズ内に92%のRADOB 報の中心が存在していたといえる。つまり、マイクロ波画像の中心解析サイズは可視赤外画像における Accuracy（中心精度）と同程度の意味合いを持つと考えられる。

最後に、マイクロ波画像を用いた熱帯擾乱解析作業を進める時に、解析者が可視赤外画像とマイクロ波画像のどちらがより容易に解析作業を進めることができたかという調査結果を図23に示す。「マイクロ波の方が明瞭」と「マイクロ波の方がやや明瞭」をあわせると50%を超える結果を得た。解析者は、マイクロ波画像を使った方が、中心解析がし易かったということであるが、例として図24に2004年6月6日18UTCのTC0007の画像を示す。この段階では海上強風警報は付加されていたが、まだ台風にならず気象衛星センター解析課では早期ドボラック解析を実施していた。従来の可視赤外画像を用いた現業解析では Organized Cb Cluster パターンを採用していた。全体的に濃い上層雲がかかり、動画を用いなければ中心推定は難しい状況である。一方、マイクロ波画像では89GHz z画像で0.5周以上のリングがあり、36GHz画像では1周したリングが形成されておりマイクロ波 EYE パターンである。この例からも、中心解析においては、マイクロ波画像が容易であることがわかる。

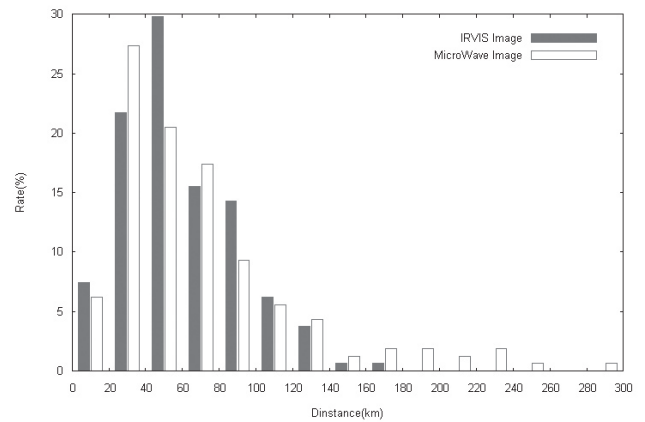


図22 可視赤外画像の Accuracy（中心精度）とマイクロ波画像の中心解析サイズを20km階級毎に分け、それらの出現率を表した。全161事例。

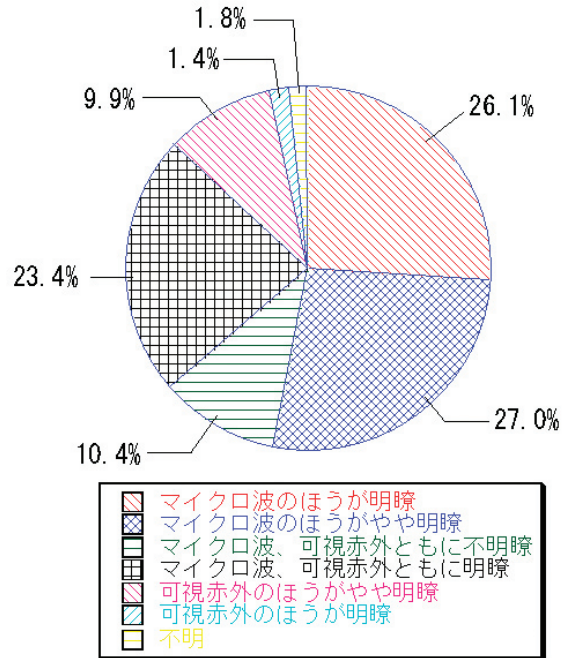


図23 中心解析の容易さ比較

## 2.8 議論

### a. 一日の観測数について

現時点で、マイクロ波画像による熱帯擾乱解析上の問題点は、観測の少なさである。ひまわり6号は北半球について言えば、1時間に2回観測する。24時間で48回観測する。一方、AMSR-Eは、東経100度～180度付近までの領域において、一日約8回観測する。ただし、一つの観測幅は1400km程度しかなく、直径1000km前後の熱帯擾乱の真上を衛星が通過するのは、いくつかの観測のうち、ほんの一部になってしまう。より多くの極軌道衛星データを使用することでこの問題は解決できるが、現状の観測数に関しては1時間に2回観測でき、動画によって中心解析が可能な静止気象衛星が勝る。

### b. 解像度について

ひまわり6号の解像度は赤外画像で4km、可視画像で1kmとなっているが、AMSR-Eは89GHzで5km程度、36GHzでは11km程度と静止衛星と比較するとAMSR-Eは解像度がやや劣る。

### c. パターン判別について

SHEARパターンとBANDパターンの判定について、

解析者の判断が分かれることが多かった。もともと、BANDパターンは、SHEARパターン、EYEパターンに合致しないときに採用される。いわゆる、消極的に採用されるパターンであるため解析者がSHEARパターンで解析可能と判断するかどうかで結果が変わってくる。BANDパターンについても、現状よりも明確な定義が将来の課題である。

### d. 中心解析精度について

第1章でも述べられているが、コニカルスキャンを採用しているAMSR-Eセンサで観測した雲域は、地表面に対してある程度の視差がある。今回の調査では、その視差を出来るだけ小さくするため、中心の最終決定値は89GHz画像に比べて視差の小さい36GHz画像で求めるようにしている。しかし、36GHz画像であっても完全に視差が無いわけではなく、マイクロ波画像で中心解析をする時には注意しなければならない。

RADOB報で報じられる位置は信頼性が高いという仮定に基づくと、マイクロ波画像から解析される中心位置は、可視赤外画像から解析される中心位置よりも精度があるという結果を得ることが出来た。しかし、

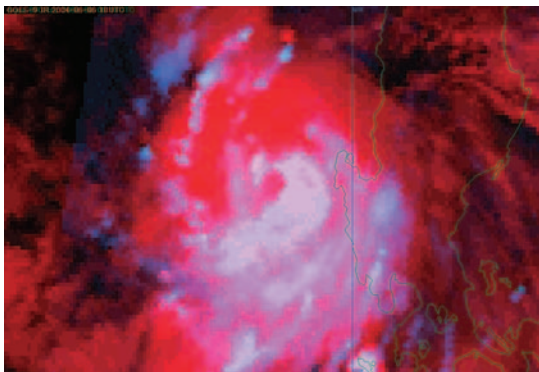
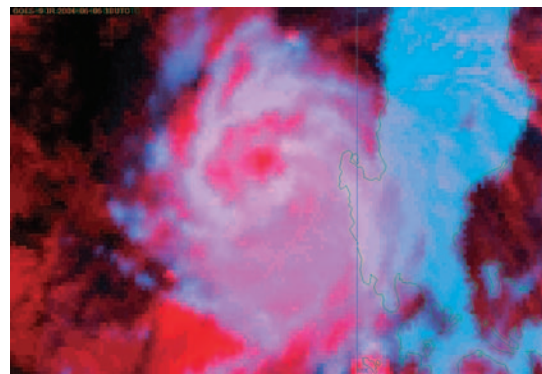
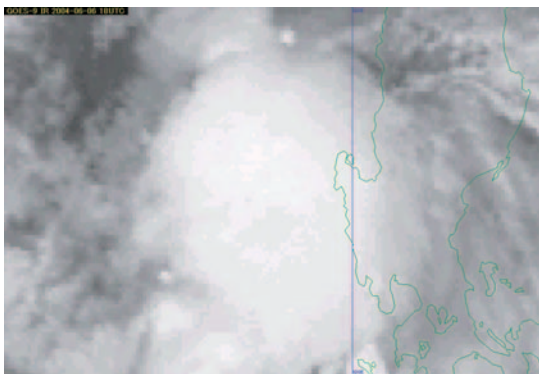


図24 2004年6月6日18UTCの事例  
TC0007。9時間後に台風第4号になる。  
可視赤外中心 : 16.2N 118.4E  
マイクロ波中心 : 16.3N 118.7E

左上：赤外画像。  
上：赤を赤外、青を36GHzに割り当てている。  
左：赤を赤外、青を89GHzに割り当てている。



RADOB 報中心とマイクロ波画像から解析される擾乱中心の距離は 10km 以上 20km 未満が最頻値であり、10km 未満の出現率は少なくなる。マイクロ波画像で解析する場合には、その程度の誤差を含んでいる事には留意する必要がある。

e. 中心解析の自動化について

これまでの調査で、可視赤外画像に比べマイクロ波画像では EYE パターンが多く出現し、中心解析が容易な場合が多いことがわかった。このような状況は、人間がマンマシンインターフェイスのなかで中心解析する時のみ利点を発揮するだけではないと思われる。低輝度温度リング、あるいは高輝度温度リングといったわかりやすく中心を示唆する雲の存在は、ソフトウェア的に自動で中心を特定しようとする試みにも大きな利用価値があると考えられる。

f. マイクロ波画像 3 パターンの観測位置について

今回の調査では、不明パターンを除いた 3 パターンについて全ての位置で解析しているため、それぞれのパターン別に観測位置について特徴があるかどうか調べたが、大きな違いは見られなかった。また、より早期の熱帯擾乱発生を捉えるという観点からマイクロ波画像における熱帯擾乱の発生位置に関する情報は重要と思われるが、今回は精査を行っていない。このことは、今後調査していく必要がある。

## 2.9 まとめ

マイクロ波画像で熱帯擾乱を見たとき、EYE パターンの出現率が約 6 割を占め、非常に多いという結果を得た。さらに可視赤外画像では EYE パターンでなくともマイクロ波画像では EYE パターンとなっている事例が多数存在していた。また、マイクロ波画像を用いた中心解析精度に関して、RADOB 報で報じられる位置に非常に近い値で解析出来、可視赤外画像のみで解析するよりもより精度の高い中心解析が出来るということがわかった。

## 3. マイクロ波データの利用

### 3.1 マイクロ波画像の利用状況

これまで述べてきたように、マイクロ波画像は、厚い上層雲に覆われた雲域の内部構造を解析できることから、台風の中心推定には適した画像である。ただしマイクロ波データは、NOAA 衛星の AMSU 以外は、気象衛星センターで直接受信しておらず、JAXA 経由又はインターネット経由で取得するため、画像の利用できるまで数時間のタイムラグがあり、現在の段階ではリアルタイムの解析には解析結果を反映できない。

このため気象衛星センター解析課では、以下に説明する方法でマイクロ波画像を現業解析作業で利用している。

#### 3.1.1 熱帯擾乱解析におけるマイクロ波画像の利用

気象衛星センター解析課では、現在熱帯擾乱の解析サイクルとして①プレ解析、②ルーチン解析、③再解析、④事後解析、の 4 つの解析スケジュールを設定し、以下の作業を行っている。

①のプレ解析は観測正時前 30 分に始まり、この時点の最新画像（観測正時 30 分前画像）までの過去 6 時間及び観測正時の 24 時間前から 30 時間前の 30 分間隔動画を予め作成し（ドボラック法で 24 時間の变化傾向を求めるため）、この時点で観測正時と同様の解析を行う作業である。プレ解析は、急発達や急衰弱した熱帯擾乱や、発達初期又は衰弱期で中心位置の解析が困難な熱帯擾乱等について、事前に十分な検討時間や再解析を行う時間を確保することを目的に 2005 年から導入したものである。

②のルーチン解析は、正時の画像で中心推定及び強度推定を行い、SAREP を発信する作業である。

③の再解析は、ルーチン解析の合間に行う解析で、ルーチン解析以後の熱帯低気圧の推移（発達や衰弱、中心位置の移動）から必要に応じてルーチン解析の結果を修正し、その後のルーチン解析に反映させる作業である。

④の事後解析は熱帯擾乱の消滅後、発生～消滅までの中心位置及び強度を見直す作業で、官執勤務の担当

者が行っており、この結果は太平洋台風センターのベストトラック作成の資料に利用されるとともに RSMC 東京を經由して WMO へ報告されている。

上記の熱帯擾乱解析スケジュールにおいて、マイクロ波画像は①、③、④で利用している。

①のプレ解析時及び③の再解析時には、前ルーチン解析時刻以降に入手できたマイクロ波画像を利用し、スパイラルバンドの曲率等から必要に応じて前ルーチン解析の中心位置の修正を行い、また発達・衰弱のステージの把握（発達期で厚い雲域の内部に眼が形成し始めている、衰弱期で厚い雲域とスパイラルバンドの中心が離れ始めシアパターンに移行しつつある等）を行い、解析の参考にする。また④の事後解析時には、全てのマイクロ波画像を利用できることから、前述した特徴などを考慮しながら最終的な熱帯擾乱の再解析を行う。

### 3.1.2 温帯低気圧への応用

マイクロ波画像は1章で説明したとおり、活発な対流雲域や水雲の識別に適している。この特性は熱帯低気圧以外だけでなく温帯低気圧の解析にも応用できる。

図 25 は、2006 年 7 月 1 日 09 時（日本時間）の地上天気図、図 26-1 は同日 07 時（同）の赤外画像である。地上天気図では日本付近には前線が停滞しており、赤外画像でも前線対応の雲バンドが東西日本を覆っている。東シナ海には白く輝く発達した積乱雲が発生しているが、赤外画像からは日本付近の前線や前線に伴う強い降水域の位置の特定は難しい。

図 26-2 は同時刻のマイクロ波画像（TMI：89GHz、垂直偏波画像）である。この画像では東シナ海の積乱雲だけでなく、雲バンド内の九州北部から中国地方と関東東海上に活発な（輝度温度の低い）対流雲列が解析でき、前線の活動状態や前線の位置の推定などができる。

このようにマイクロ波画像は、温帯低気圧の監視にも有効に利用できる場合がある。

ただし本調査では、主に熱帯擾乱解析への利用を目

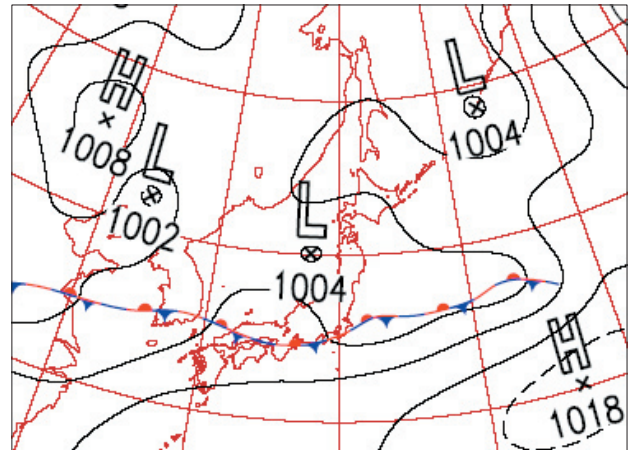


図 25 2006 年 7 月 1 日 09 時（日本時間）地上天気図（気象庁天気図より）

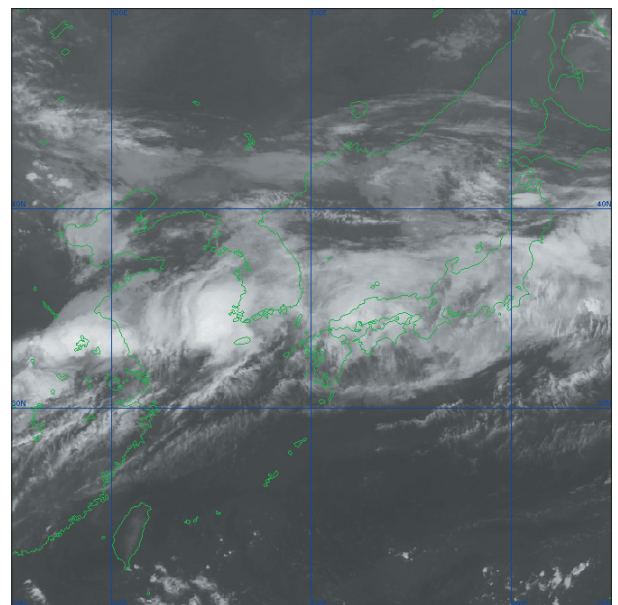


図 26-1 2006 年 7 月 1 日 07 時（日本時間）赤外画像

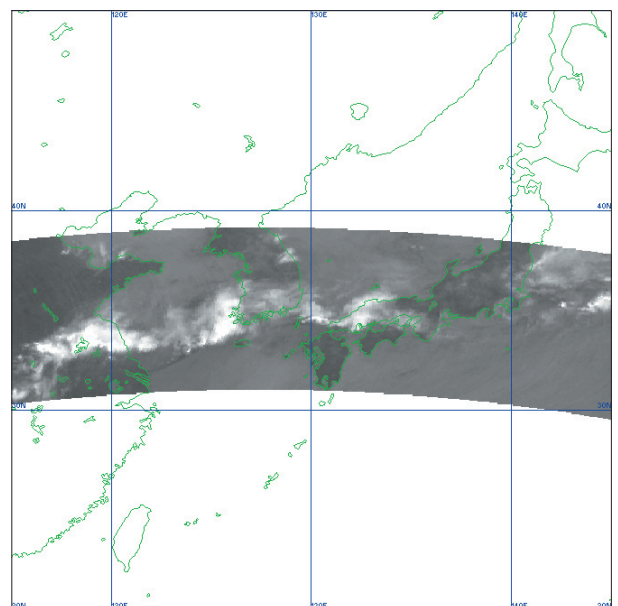


図 26-2 2006 年 7 月 1 日 07 時（日本時間）マイクロ波画像（TRMM/TMI 89GHz 垂直偏波）

的に解析手法を開発したため、中緯度～高緯度帯の画像解析を行う場合は、海面水温や気団の性質、大気中に含まれる水蒸気の量やその状態（個体・液体）及び割合などが低緯度と異なることから、輝度温度情報の解釈に注意が必要となる。（例えば高緯度では89GHzで白く輝く部分が全て積乱雲とは限らない。詳細は第1.3節を参考）

### 3.2 マイクロ波散乱計データの利点と注意点

マイクロ波散乱計は、衛星から発射したマイクロ波の海面での散乱波から海上の波の状態を観測し海上風速（海上10m）を推定するもので、現在利用できるものとしては QuikSCAT 衛星の SeaWinds がある。

マイクロ波散乱計は、海上の風向風速を直接推定できることから、熱帯擾乱解析での利用頻度は高く、気象衛星センターでは JAXA 経由の BUFF 報データを受け取り、可視・赤外画像に重ね合わせ利用している。

ただし、マイクロ波散乱計も、その観測方法及び風向風速の推定方法から以下の点に注意してデータを利用する必要がある。

①マイクロ波を利用しているため、厚い上層雲を透過し、海面付近の情報を取得できるが、衛星と海面の間に降水（雨粒）があると海面からの散乱波を正確に観測できない。

②散乱波から風向風速を算出する過程で、観測原理から最大4つの風向風速の候補が算出されるため、NCEPの数値予報モデルの風向風速を利用してナッジング処理という平滑化を行っているため必ずしも観測値とは言えない（碓氷ほか2003）。

なお、SeaWindsの出力データ（BUFR電文）には、最大4つの風向風速の候補とナッジング処理実施後の最適値等が含まれて配信されている。

以下図27-1～4にSeaWindsの利用に注意が必要な例を示す。

図27-1は台風200614号の2006年9月20日05時（日本時間）の赤外画像である。台風中心付近には明瞭な眼が形成されており、台風が発達期～最盛期であることがわかる。（9月20日09時（同）のベ

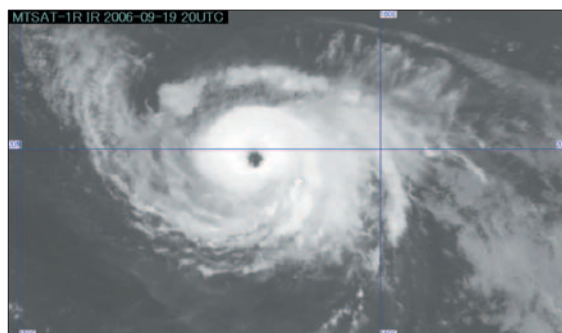


図 27-1 2006年9月20日05時（日本時間）赤外画像（ひまわり6号）

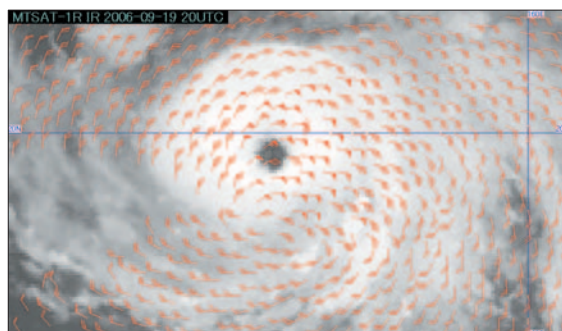


図 27-2 2006年9月20日05時（日本時間）赤外画像とSeaWindsの風向風速（最適値）

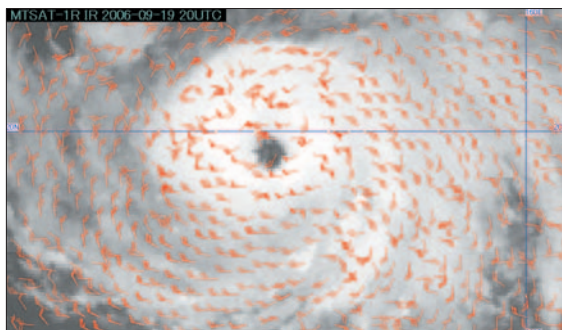


図 27-3 2006年9月20日05時（日本時間）赤外画像とSeaWindsの風向風速（散乱断面積最大）

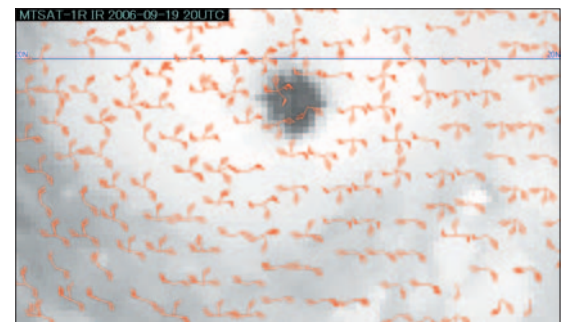


図 27-4 2006年9月20日05時（日本時間）赤外画像とSeaWindsの風向風速（全風向風速）

トトラックデータでは中心気圧は 940hPa)。

図 27-2 は同時刻の赤外画像に SeaWinds で算出された風向風速 (ナッジング処理後の最適値) を重ね、拡大したものである。この図では風の循環中心は台風の眼と離れた場所に解析されている。

図 27-3 に同時刻のナッジング処理を行っていない風向風速 (4 つの候補から散乱波の最も大きな候補) を示す。台風の眼の付近は、風向風速には乱れはあるものの、図 27-2 と比べると眼の近くに風の循環中心が解析されている。

図 27-4 に SeaWinds で算出された全ての風向風速を重ね合わせ、更に拡大したものを示す。複数の風向風速の候補からナッジング処理を行うことで図 27-2 の風向風速が算出される。

図 27-2 のように台風の中心を示唆する循環が台風の眼と離れて計算されている原因は、ナッジング処理により、数値予報の風向風速が SeaWinds の推定値として採用されてしまうためと考えられるので、台風の中心のように風向風速が大きく変化する領域ではデータの利用 (どの風向風速の候補を利用するかを含め) には注意が必要となる。

### 3.3 熱帯低気圧の強度推定等への利用

これまではマイクロ波画像を利用した熱帯擾乱の中心推定に関する調査について報告してきたが、マイクロ波データは熱帯低気圧の発生や強度推定への利用にもついて調査・研究が進んでいる。

気象研究所台風研究部第 2 研究室では平成 13 年度～平成 17 年度にかけて「マイクロ波データ等を利用した台風構造変化の研究」を行い、以下のような結果を得ている。

#### 3.3.1 台風が発達する擾乱の判別法の開発

この調査は、NOAA 衛星に搭載されているマイクロ波探査計 AMSU のデータを利用し、発生初期の熱帯擾乱が、その上空 (200～300hPa) に温暖核を形成しているかどうかを解析することにより、その後台風へ発達するかどうかの判別を行うものである。調査の

結果、2004 年の事例では、発生初期に上空に温暖核が形成された熱帯擾乱は、約 70% がその後台風に発達するとの結果が得られている。

#### 3.3.2 マイクロ波放射計を用いた強度推定

この調査は、TRMM 衛星のマイクロ波放射計 TMI の輝度温度分布 (台風の中心および中心を取り囲む活発な対流雲域) から直接台風の最大風速を推定するものである。従前の調査では、マイクロ波放射計のデータを使った台風の強度解析手法は、高周波数 (89GHz 等) で得られる輝度分布と中心付近の最大風速の調査がほとんどであったが、この調査では低周波数 (10 及び 19GHz) のデータを利用したことが特徴で、最大風速との相関は 0.7 程度と高い相関が得られている。

気象衛星センター解析課では、3.3.1 については 2006 年から気象研究所と共同で調査を行うと共に、3.3.2 についても作成された解析手法を過去の台風に適用して、今後調査を行う予定にしている。

## 4. まとめ

これまで説明したように、マイクロ波画像を利用した台風中心位置推定は、レーダー観測と同等の精度があり、現行の Dvorak 法のみを利用した中心位置推定の精度向上に有効であると結論できる。また強度解析への応用や中緯度帯の低気圧解析への利用など幅広い利用が考えられる。

将来 GPM 計画が実施され、GCOM による継続した観測が開始されると、マイクロ波画像は約 3 時間間隔で入手可能となる。このことからマイクロ波データを利用したリアルタイム実況監視は重要度を増すことは疑いない。気象衛星センター解析課では、さらなるマイクロ波画像利用技術の開発を推進する計画である。

## 5. 謝辞

本技術報告の作成にあたり、有意義な助言を賜りました、気象庁予報部数値予報課佐藤芳昭予報官、気象衛星センターデータ処理部システム管理課太原芳彦調査官、気象研究所台風研究部第二研究室別所康太郎主任研究官にお礼申し上げます。

また、本報告の内容について、的確な指摘及び教示を賜りました査読者にお礼申し上げます。

## 参考文献

- 碓氷典久, 栗原幸雄, 小司晶子, 2003: QuikSCAT 海上風の検証と変分法を用いた客観解析, 測候時報, 70.2, 25-39
- 加藤浩司, 西田誠, 山本雅之, 清水直幸, 菊池明弘, 2004: 熱帯擾乱解析システム, 気象衛星センター技術報告第44号, 気象衛星センター, 31-38.
- 西村修司, 2006: 2-9 熱帯擾乱解析, 気象衛星センター技術報告特別号(2006) MSC システム総合報告, 気象衛星センター, 145-153
- 早坂忠裕 編, 1996: 地球環境のマイクロ波放射計リモートセンシング, 気象研究ノート, 187, PP196
- 廣畑雅哉, 2004: 第5章 各種衛星データの利用, 気象衛星画像の解析と利用—熱帯低気圧編—, 気象衛星センター, 102-107
- 藤田由紀夫, 萩原武士, 2000: 第1章 気象衛星による台風観測, 気象研究ノート, 197, 1-75
- 別所康太郎, 中澤哲夫, 西村修司, 加藤浩司, 2006: 北西太平洋上における台風へ発達する可能性のあるクラウドクラスターの統計解析とその暖気核構造, 2006年度春季大会講演予稿集, 日本気象学会, 188
- Grody, N. C., 1993: Remote Sensing of the Atmosphere from Satellite Using Microwave Radiometry, Atmospheric Remote Sensing by Microwave Radiometry (eds. M. A. Janssen), John Wiley & Sons, New York, P37-90.
- Kidder, Stanley Q., Mitchell D. Goldberg, Raymond M. Zehr, Mark DeMaria, James F. W. Purdom, Christopher S. Velden, Norman C. Grody, and Sheldon J. Kusselson, 2000: Satellite Analysis of Tropical Cyclones Using the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU), Bulletin of the American Meteorological Society, 81, 1241-1259.
- Lee, Thomas F., Francis J. Turk, Jeffrey Hawkins, and Kim Richardson, 2002: Interpretation of TRMM TMI Images of Tropical Cyclones, Earth Interactions, 6, 1-17
- NASA, 1987: High Resolution Multifrequency Microwave Radiometer, Earth Observing System Volume IIe, Instrument Panel Report, NASA, Washington D.C., P59
- Randall J. Alliss, Sethu Raman and Simon W. Chang, 1992: Special Sensor Microwave / Imager (SSM/I) Observations of Hurricane Hugo (1989), Monthly Weather Review, 120, P2723-2737.
- Randall J. Alliss, Glenn D. Sandlin, Simon W. Chang and Sethu Raman, 1993: Applications of SSM/I Data in the Analysis of Hurricane Florence (1988), Journal of Applied Meteorology, 32, P1581-1591.
- Spencer, Roy W., H. Michael Goodman, Robbie E. Hood, 1989: Precipitation Retrieval over Land and Ocean with the SSM/I: Identification and Characteristics of the Scattering Signal, Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 6, 254-273.

## 付録1 略語表

数値予報課別冊報告第53号の付録から略語表の提供を受け、必要な箇所の抜粋・加筆・編集を行った。

略語	完全形	意味
AMSR	Advanced Microwave Scanning Radiometer	改良型高性能マイクロ波放射計 (ADEOS- II に搭載)
AMSR-E	Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS	改良型高性能マイクロ波放射計 (Aqua に搭載)
AMSU	Advanced Microwave Sounding Unit	改良型マイクロ波探査計 (15号以降の NOAA 衛星に搭載。AMSU-A と AMSU-B がある)
AMSU-A	Advanced Microwave Sounding Unit-A	改良型マイクロ波気温サウンダ (NOAA, Aqua, MetOp 衛星に搭載)
AMSU-B	Advanced Microwave Sounding Unit-B	改良型マイクロ波水蒸気サウンダ (NOAA 衛星に搭載)
Aqua	Aqua	米国の午後軌道地球観測衛星 (EOS-PM)。ラテン語で「水」を意味する
ATOVS	Advanced TOVS	改良型 TOVS (15号以降の NOAA 衛星、MetOp 衛星に搭載。HIRS/3, AMSU-A, AMSU-B (衛星によっては MHS) から成る)
BUFR	Binary Universal Form for the Representation of meteorological data	国際気象通報式 FM94 二進形式汎用気象通報式
CDO	Central Dense Overcast	台風の中心を取り巻くほぼ円形の濃密な雲域
CloudSat	Cloud Satellite	米国の雲レーダー衛星
CSC	Cloud System Center	熱帯低気圧等の組織的な雲システムの中心
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program	米空軍の軍事気象衛星
Dovorak	Dovorak	米国大気海洋庁の研究者で気象衛星画像から熱帯擾乱の中心位置や強度等の情報抽出方法「ドボラック法」を開発した。
EOS	Earth Observing System	NASA の地球観測システム。Terra、Aqua、Aura の3機により構成される
FOV	Field Of View	観測視野角
GCOM	Global Change Observation Mission	地球環境変動観測ミッション
GCOM-C	GCOM-Climate	GCOM 計画において、気候変動に関する観測を担当する衛星
GCOM-W	GCOM-Water	GCOM 計画において、水循環変動に関する観測を担当する衛星
GMS	Geostationary Meteorological Satellite	日本の静止気象衛星
GMSLP	Geostationary Meteorological Satellite Loop Program	静止気象衛星「ひまわり」の画像を動画させるためのソフトウェア
GMSLPA	Geostationary Meteorological Satellite Loop Program for Aqua	地球観測衛星 Aqua のマイクロ波画像を静止気象衛星の画像と同様に表示するためのソフトウェア
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite	米国の静止現業環境衛星
GPM	Global Precipitation Measurement	全球降水観測 (計画)
JAMI	Japanese Advanced Meteorological Imager	改良型イメージャー (MTSAT 衛星に搭載)
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency	(日本) 宇宙航空研究開発機構
JMA	Japan Meteorological Agency	気象庁
MHS	Microwave Humidity Sounder	マイクロ波水蒸気サウンダ (NOAA, MetOp 衛星に搭載)
MSC	Meteorological Satellite Center	気象衛星センター
MSU	Microwave Sounding Unit	マイクロ波探査計 (14号以前の NOAA 衛星に搭載のサウンダ)
MTSAT	Multi-functional Transport Satellite	日本の運輸多目的衛星
MTSAT-1R	Multi-functional Transport Satellite-1 Replacement	日本の運輸多目的衛星新1号

NASA	National Aeronautics and Space Administration	米国航空宇宙局
NASDA	National Space Development Agency of Japan	宇宙開発事業団（現 JAXA）
NCAR	National Center for Atmospheric Researches	米国大気研究センター
NCEP	National Centers for Environmental Prediction	米国環境予測センター
NESDIS	National Environmental Satellite, Data, and Information Service	米国環境衛星資料情報局
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration	米国海洋大気庁、または米国海洋大気庁が運用する現業用極軌道衛星
QuikSCAT	Quick Scatterometer	海上風を観測する米国の衛星
RADOB	Radar Observation	国際気象通報式 FM20 レーダー気象通報式
RSMC	Regional Specialized Meteorological Center	特定地域の日々の気象や台風など特定の気象現象について解析・予報するための資料を作成し、各国に配信する地域中枢。北西太平洋の熱帯擾乱については、気象庁予報部予報課台風センターが RSMC Tokyo としての役割を担う。
SAREP	code for REPorting synoptic interpretation of cloud data obtained by meteorological SATellite	国際気象通報式 FM85 気象衛星資料実況通報式
SATAID	SATellite Animation and Interactive Diagnosis	気象衛星センターで開発された、衛星画像解析を行うための汎用ソフトウェア。
SeaWinds	SeaWinds	マイクロ波散乱計（QuikSCAT 衛星に搭載）
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager	マイクロ波放射計（15号以前の DMSP 衛星に搭載）
SSM/T	Special Sensor Microwave/Temperature Sounder	マイクロ波気温サウンダ。SSM/T-1とも言う（15号以前の DMSP 衛星に搭載）
SSM/T-2	Special Sensor Microwave Water Vapor Sounder	マイクロ波水蒸気サウンダ（15号以前の DMSP 衛星に搭載）
SSMIS	Special Sensor Microwave Imager Sounder	SSM/I にサウンダ機能を持つチャンネルを追加した放射計（16号以降の DMSP 衛星に搭載）
SSP	Sub Satellite Point	衛星直下点
TC（番号）	Tropical Cyclone (Number)	海上風警報を付加された熱帯低気圧 (TD) 以上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
TD	Tropical Depression	熱帯低気圧
TMI	TRMM Microwave Imager	TRMM マイクロ波観測装置（TRMM 衛星に搭載）
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder	TIROS 実用型鉛直探査計（14号以前の NOAA 衛星に搭載のサウンダ。HIRS,MSU,SSU から構成される）
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission	熱帯降雨観測計画、またはその衛星の名称である熱帯降雨観測衛星
WMO	World Meteorological Organization	世界気象機関

付録2 衛星・センサー一覧表

数値予報課別冊報告第53号の付録から衛星・センサー一覧の提供を受け、必要な箇所の抜粋・加筆・編集を行った。  
 ・本稿に関係のある衛星センサを中心に編集しており、各衛星に搭載されたセンサをすべて網羅するものではない。  
 ・影をつけている衛星は、打ち上げ前の衛星であり、今後計画の見直しや変更の可能性がある。  
 ・表中では以下の略語を用いる。IR：赤外、MW：マイクロ波、VIS：可視、VN：可視近赤外、SW：短波長赤外、WV：静止衛星の水蒸気チャンネル、-S: サウンダ、-I: イメージャ、-IS: イメージャ・サウンダ、-HS: ハイパースペクトルサウンダ。  
 ・測定精度は、輝度温度 [K] での表記を基本とする。量子化精度 [bit] や信号雑音比 [S/N] 等で示す場合は明示する。  
 ・測定精度欄、用途欄の { . . . } は、記載された精度の該当範囲を表す。  
 ・各項目の「-」は、該当しない、計画中のため未定、十分な情報が得られないのいずれかを表す。  
 ・波長、振動数の欄の V,H,L,R,+45,-45 は各々、垂直、水平、左、右、45度、及び -45度偏波を表す。また、偏波状態の数 (n) のみを示す場合は Pn と記す。記載がない場合は偏波を区分しない。  
 ・チャンネル数欄にバンド数を示す場合には、[B] で明示する。  
 ・鉛直分解能を示す場合は、[V] を明記する。

衛星シリーズ名または計画名	衛星名	センサ名	センサ種	波長 [μm] 振動数 [GHz]	チャンネル数	測定精度 [K]	空間分解能 [km]	用途	打ち上げ年月 (その他)
静止衛星 (GeoStationary Satellite)									
MTSAT 日	MTSAT-1R	JAMI	IR_VIS-I	[VIS] 0.55-0.90 [IR] 10.3-11.3 11.5-12.5 6.5-7.0 3.5-4.0[μm]	5	[VIS] 6.5 {2.5% albedo} [IR1] 0.18 [IR2] 0.18 [IR3] 0.15 [IR4] 0.18 {300K}	[VIS] 1 [IR] 4	雲分布、風	2005/02
	MTSAT 2	IMAGER	IR_VIS-I	[VIS] 0.55-0.90 [IR] 10.3-11.3 11.5-12.5 6.5-7.0 3.5-4.0[μm]	5	[VIS] 6.5 {2.5% albedo} [IR1] 0.09 [IR2] 0.12 [IR3] 0.11 [IR4] 0.20 {300K}	[VIS] 1 [IR] 4	雲分布、風	2006/02
極軌道衛星 (Polar Orbiting Satellite)、他									
CloudSat 米 (NASA) カナダ (CSA)	CloudSat	CPR	雲レーダー	94[GHz]	1	校正精度 1.5[dB]	2, [V]0.5	雲の3次元 分布	2006/4
DMSP 米 (空軍)	DMSP F13 14 15	SSM/I	MW-I	19.35VH 22.24V 37.0VH 85.5VH[GHz]	7	0.6 0.6 0.6 1.1	69×43 60×40 37×28 15×13	気温、水蒸 気 (鉛直) 分 布、可降水 量 降水強度 [5mm/hr] 海上風速 [2m/s]	1995/3 1997/4 1999/12
		SSM/T1	MW-S	50.5 -59.4[GHz]	7	-	直径 174		
		SSM/T-2	MW-S	91.5, 150,183[GHz]	5	0.45	48		
	F16 17 18 19 20	SSMIS	MW-IS	19.35VH 22.235V 37VH 91.655VH	24	0.35 0.45 0.22 0.19	46.5×73.6 46.5×73.6 31.2×45.0 13.2×15.5	(続き) 海面水温 [2K] 海水分布 海水氷接度 積雪 土壌水分分布	2003/10 2006/11 2007/10 2009/4 2011/10
				60,63 50.3-59.4H 150H 183H[GHz]		0.38-1.23 0.20-0.26 0.53 0.38-0.56	75.2×75.0- 37.7-38.8 37.7×38.8 13.3×15.5 13.2×15.5		



衛星シリーズ名または計画名	衛星名	センサ名	センサ種	波長 [μm] 振動数 [GHz]	チャンネル数	測定精度 [K]	空間分解能 [km]	用途	打ち上げ年月 (その他)		
EOS 米 (NASA)	Aqua	MODIS	IR_VIS-I	0.4-14.4 [μm]	36	0.05(300K)	0.25, 0.5, 1	雲、地表面情報、SST、海水率、風	2002/5		
		AMSR-E	MW-I	6.925 VH, 10.65 VH, 18.7 VH, 23.8 VH, 36.5 VH, 89.0 VH [GHz]	12	0.3 0.6 0.6 0.6 1.1	74×43 51×30 27×16 32×18 14×8 6×4	可降水量 海上風速 海面水温 海水分布 土壌水分			
		AMSU-A	MW-S	同 NOAA							
		HSB	MW-S	150,183[GHz]	4	-	13.5km	水蒸気量の鉛直分布			
		AIRS	IR-HS	649-1135, 1217-1613, 2169-2674[1/cm]	2378	0.15-0.35	13.5	気温、水蒸気量の鉛直分布、陸面・海面温度、雲特性、放射エネルギーフラックス			
		CERES	放射収支計	0.3-5, 8-12, 0.3-50[μm]	3	短波放射 2% 長波放射 1%	21km	放射収支			
	Terra	MODIS	IR_VIS-I	同 Aqua							1999/12
		ASTER	VIS_IR-I	0.5-0.9 1.6-2.5 8-12[μm]	3 6 5	8[bit] 8[bit] 0.3, 12[bit]	15m 20m 90m	雲 土地利用 海面水温			
		MISR	多方向放射計	0.45,0.56, 0.57,0.87[μm]	4	-	0.24,0.48, 0.96,1.92	アルベド、 エアロゾル			
		MOPITT	対流圏汚染観測装置	2.2-4.7[μm]	8	-	22×22	対流圏汚染観測			
		CERES	放射収支計	同 Aqua							
	Aura	OMI	大気化学センサ	0.350 - 0.5, 0.270 - 0.314, 0.306 - 0.38 [μm]	-	スペクトル分解能 1.0-0.45[nm]	13×25	オゾン分布 [1-5%]	2004/7		
		TES	対流圏放射分光計	2.3-15.4[μm]	-	スペクトル分解能 0.025-0.1[1/cm]	0.53×5.3	化学物質分布			
		HIRDLS	周縁観測型サウンダ	6.12-17.76[μm]	21	-	500,[V]1	化学物質分布			
		MLS	MW リムサウンダー	118, 190, 240, 640, 2500[GHz]	5	スペクトル分解能 5[MHz]	5 ×500	対流圏上部の水蒸気量			

衛星シリーズ名または計画名	衛星名	センサ名	センサ種	波長 [μm] 振動数 [GHz]	チャンネル数	測定精度 [K]	空間分解能 [km]	用途	打ち上げ年月 (その他)
GCOM-W 日 (JAXA)	GCOM-W1 -W2 -W3	AMSR2	MW-I	6.925VH	14	0.34	35×62	可降水量	2011-2012 頃から4年 おきに3機 打ち上げる 計画
				7.3VH		0.7	24×42	降水強度	
				10.65VH		0.7	14×22	海上風速	
				18.7VH		0.6	15×26	海面水温	
				23.8VH		0.7	7×12	海水分布	
				36.5VH		1.2	3×5	海水氷接度	
89.0VH [GHz]			積雪						
			土壌水分						
GCOM-C 日 (JAXA)	GCOM-C1 -C2 -C3	SGLI	IR_VIS-I	[VN]380-565	[B] 19	12[bit]	[VN]	炭素サイクル、放射収支にかかわる大気・地表状態の観測	2012-2013 頃から4年 おきに3機 打ち上げる 計画
				670P3,			0.25-1		
				865P3			[P]		
				[nm]			1		
[SW]1050-2210		[SW]	0.25-1						
[nm]		[T]	0.5						
[T]10.8,12.0									
[μm]									
GOSAT 日	GOSAT	TANSO-FTS	赤外分光計	0.76,1.6, 2.0,6-15[μm]	[B]4	スペクトル 分解能	10.5	二酸化炭素 濃度 (1%)(4 ppmv)	2008/8
		TANSO-CAI	IR_VIS-I	0.38,0.67, 0.87,1.62[μm]	4	スペクトル 分解能	0.5-1.5	雲、エアロ ゾル分布	
GPM 日、米	GPM 主衛星	DPR	2周波降水レ ーダー	13.6,35.5[GHz]	2	-	-	降水	2013 [1機の主衛 星と8機の 副衛星から なる観測網]
		GMI	MW-I	10.7,19.3,21,37, 89,165, 183[GHz]	-	-	-	雲、降水特 性	
NOAA 米 (NOAA)	NOAA15 16 17	HIRS/3	IR-S	069, 3.76-4.57, 6.72-14.95[μm]	20	13[bit]	20.4	気温、 水蒸気量の 鉛直分布	1998/5 2000/9 2002/6  (注： SBUV/2は NOAA16 以降の 衛星に搭載)
		AMSU-A	MW-S	23.8, 31.4, 89.0, 50.3-57.3[GHz]	15	0.25-1.20	48	気温の鉛直 分布	
		AMSU-B	MW-S	89.0, 150.3 183 [GHz]	5	0.37-1.06	16	水蒸気量の 鉛直分布	
		AVHRR/3	IR_VIS-I	[VIS] 0.58-0.68 [IR] 0.725-1.1,1.6, 3.55-3.93, 10.3-11.3, 11.4-12.4[μm]	6	10[bit] 0.12	1.1	雲分布、 雪氷判別、 海面水温	
	SBUV/2	大気科学物 質センサ	0.252-0.34 [μm]	12	14[bit]	170	オゾン鉛直 分布 [1-5%]		
	NOAA18	HIRS/4	IR-S	069, 3.76-4.57, 6.72-14.95[μm]	20	13[bit]	10.2	同 HIRS/3	2005/5
	NOAA N'	MHS	MW-S	89.0,157, 183, 190[GHz]	5	0.22-0.51	16	同 AMSU-B	2008/12
	AMSU-A SBUV/2 AVHRR/3	NOAA15-17 参照							

衛星シリーズ名または計画名	衛星名	センサ名	センサ種	波長 [μm] 振動数 [GHz]	チャンネル数	測定精度 [K]	空間分解能 [km]	用途	打ち上げ年月 (その他)
QuikSCAT 米 (NASA)	QuikSCAT	SeaWinds	MW 波散乱計	13.4 [GHz]	1	-	25	海上風 (RMSE 2[m/s] [3-20m/s] 20[deg])	1999/6
TRMM 日 (NASA)	TRMM	TMI	MW-I	10.7VH, 19.35VH, 21.3V, 37.0VH, 85.5VH [GHz]	9	V/H 0.63/0.54 0.50/0.47 0.71 0.36/0.31 0.52/0.93	73×42 35×21 31×21 18×11 8×5	可降水量 海上風速 海面水温 海氷分布 土壌水分	1997/11
		PR	降雨レーダー	13.796, 13.802 [GHz]	-	-	4.3 [V] 0.25	3次元降雨分布 (0.7 mm/hr)	
		VIRS	IR_VIS-I	0.63, 1.6, 3.75, 10.8, 12.0 [μm]	5	-	2	雲分布 降雨量推定	
		CERES	放射収支計	0.3-5, 8-12, 0.3-50 [μm]	3	短波放射 2% 長波放射 1%	21km	放射収支	

参考 URL

<http://www.restec.or.jp/databook/>  
<http://www.data.kishou.go.jp/satellite/satellite.html>  
<http://www.ipo.noaa.gov/ams/index.html>  
<http://www.esa.int/esaCP/index.html>  
<http://www.nasa.gov/>