

第5章 台風解析作業における軌道衛星画像の利用について

気象庁予報部予報課では、全国予報中枢として台風及び24時間以内に台風に発達すると予報した熱帯低気圧の解析と予報を実施している。このうち台風解析としては、中心位置、移動方向及び速度、中心気圧、最大風速及び最大瞬間風速、暴風域、強風域等の項目があり、これらの解析については地上・海上観測データ、レーダー観測データ及び衛星観測データ等を総合的に利用して決定している。

ただし台風は洋上に存在する期間が長く、その間は利用できる地上・海上観測データやレーダー観測データが非常に少ないため、台風解析に利用するデータは衛星観測データが主となり、静止気象衛星画像を用いたドボラック(Dvorak)法による解析結果を重視して解析を行うこととなる。

ドボラック法とは米国大気海洋庁(NOAA)が開発した静止衛星画像を用いた熱帯擾乱の解析手法で、熱帯擾乱の中心位置と強度(中心気圧及び最大風速)を高い精度で推定する手法である。眼パターン等特徴的な雲域をもつ発達期から最盛期には解析精度は良いが、発生期や衰弱期等雲パターンが不明瞭な期間は、中心位置及び強度推定共に解析精度が悪くなる等、改良の余地を残していた。

近年、静止気象衛星で観測している赤外及び可視の波長帯だけでなく、赤外画像より波長の長い(周波数の低い)マイクロ波帯を利用した観測を行う低軌道衛星¹が数多く運用されてきている。マイクロ波は上層雲をほぼ透過するため、赤外・可視の波長帯では解析が困難な厚い上層雲に覆われた熱帯擾乱の下層の構造についても確認できると共に、海上風速の推定や上層の暖気核の強さの確認なども可能である。

このため、日本を始め各国の気象機関等では静止軌道衛星の赤外・可視画像と低軌道衛星のマイクロ波データを組み合わせた解析技術の開発に積極的に取り組んでいる。

本章では本庁予報課の台風解析作業で利用している低軌道衛星のマイクロ波データ(以下マイクロ波画像)について、その観測原理・画像の特徴・各種プロダクトの算出原理等を説明すると共に、利用例等について報告する。

5.1 マイクロ波画像の種類と観測原理

5.1.1 マイクロ波画像の種類

マイクロ波とは一般に周波数3GHz~300GHz、波長10cm~0.1cmの電磁波を指すことが多いが、低軌道衛星に搭載されているマイクロ波センサーで熱帯擾乱等の解析に有効な波長帯は概ね5GHz~200GHzであり、それぞれの波長帯(もしくはそれらの組み合わせ)で解析できる対象が異なる。(第5.1.1表参照)これらの波長帯のマイクロ波画像の利用方法の分類としては大きく分けて次の3つがある。

| | |
|---------------------|----------------------------|
| マイクロ波放射計(イメージャ) | 輝度温度を用いた対流雲域・下層雲域の解析 |
| マイクロ波探査計(サウンダ) | 鉛直気温分布を数値予報に利用、熱帯擾乱の暖気核の監視 |
| マイクロ波散乱計(スキャトロメーター) | 後方散乱断面積を海上風向・風速に変換して利用 |

この他にも、衛星搭載レーダー(PR:TRMM、DPR:GPM)、雲レーダー(CPR:Cloudsat)などが低軌道衛星に搭載されているが、本節では主に上記の ~ について説明する。

¹西村修司(気象庁予報部予報課)

¹軌道衛星としては北極~南極を周回する極軌道衛星が多数を占めるが、赤道を中心に低緯度上空のみを周回するものやGPS衛星のように高度2万kmを周回する中軌道衛星もあるので、ここでは周回高度が350km~1400kmの衛星を総称して低軌道衛星と表記する。

第5.1.1表 マイクロ波画像の観測波長帯と解析対象

| 波長帯 | 解析対象 | 備考（各用語については後述又は略語表参照） |
|----------|-------------------------------|---------------------------|
| 5GHz | 海上風速、土壌水分 | マイクロ波散乱計（ASCAT） |
| 6～7GHz | 海上風速、海面水温、土壌水分 | マイクロ波放射計 |
| 10GHz | 海上風速、海面水温、降水強度 | マイクロ波放射計 |
| 13GHz | 海上風速、降水強度 | マイクロ波散乱計（SeaWinds）、PR、DPR |
| 19GHz | 海上風速、海面水温、降水強度、可降水量、積雪分布、海氷分布 | マイクロ波放射計 |
| 22～24GHz | 海面水温、降水強度、可降水量、雲水量 | マイクロ波放射計 |
| 35～37GHz | 降水強度、可降水量、雲水量、積雪分布、海氷分布 | マイクロ波放射計、DPR |
| 50～57GHz | 気温の鉛直分布 | マイクロ波探査計（気温サウンダ） |
| 85～91GHz | 降水強度、雲水量、積雪分布、ひょう・あられ | マイクロ波放射計 |
| 160GHz | 水蒸気量の鉛直分布 | マイクロ波探査計（水蒸気サウンダ） |
| 183GHz | 水蒸気量の鉛直分布 | マイクロ波探査計（水蒸気サウンダ） |

5.1.2 マイクロ波画像の観測原理

マイクロ波の波長帯を用いた衛星観測は、可視・赤外の波長帯を用いた衛星観測と同様に、地面や海面・雲・降水などが射出するエネルギーを観測し、輝度温度等に変換するリモートセンシング技術である（後述するマイクロ波散乱計や TRMM・GPM 衛星搭載の降雨レーダー等は自ら電磁波を射出し、その反射や後方散乱を観測する）。

熱帯擾乱解析にマイクロ波の波長帯を利用する利点としては、静止気象衛星で観測している可視画像（0.7μm）や赤外画像（11μm）に比べ、極めて長い波長帯（6cm～0.15cm、周波数としては5GHz～200GHz）を利用していることから（第5.1.2表参照）、上層雲等の雲粒子（氷晶：3μm～10μm）の影響を受けにくく（ほとんど透過）、厚い上層雲が存在する場合でも、中層～下層の大気状態を観測できることである。

ただし、マイクロ波の波長帯の観測では地面や海面・雲などが射出するエネルギーは黒体放射を仮定できず（輝度温度がその物体の温度ではない）、また波長により大気中の水や氷の粒子による吸収・再射出・散乱するエネルギーが異なる。このため、マイクロ波放射計では、輝度温度の絶対値ではなく輝度温度の水平変化や海面との比較、周波数間や水平/垂直偏波間における観測放射量の違いなどを利用して解析を行う。

マイクロ波探査計では、酸素や水蒸気の大気中の鉛直分布の差に伴う吸収率の変化による周波数間の観測放射量の違いにより大気の状態を推定する、ことが特徴である。

以下にマイクロ波放射計・探査計・散乱計のそれぞれについて、観測を行っている衛星と観測原理を簡単に説明する。なお各衛星の詳細等については略語表（付録2）にまとめる。

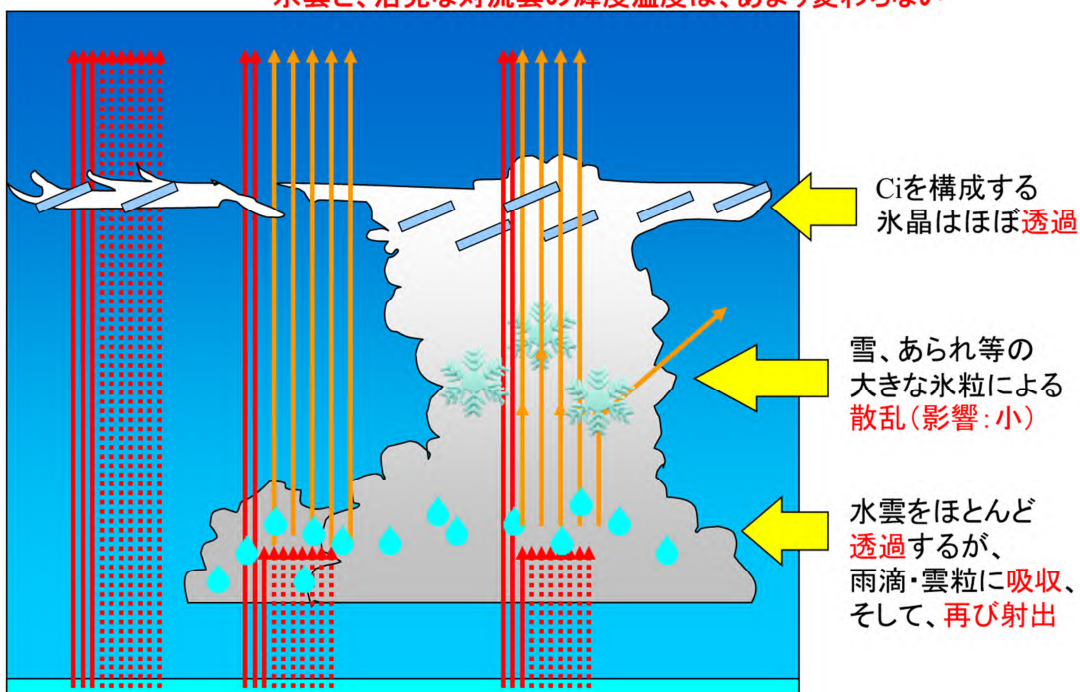
第5.1.2表 電磁波の周波数と波長

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

大気の影響 (35~37GHz帯)

海面の輝度温度より、水雲からの輝度温度が高い

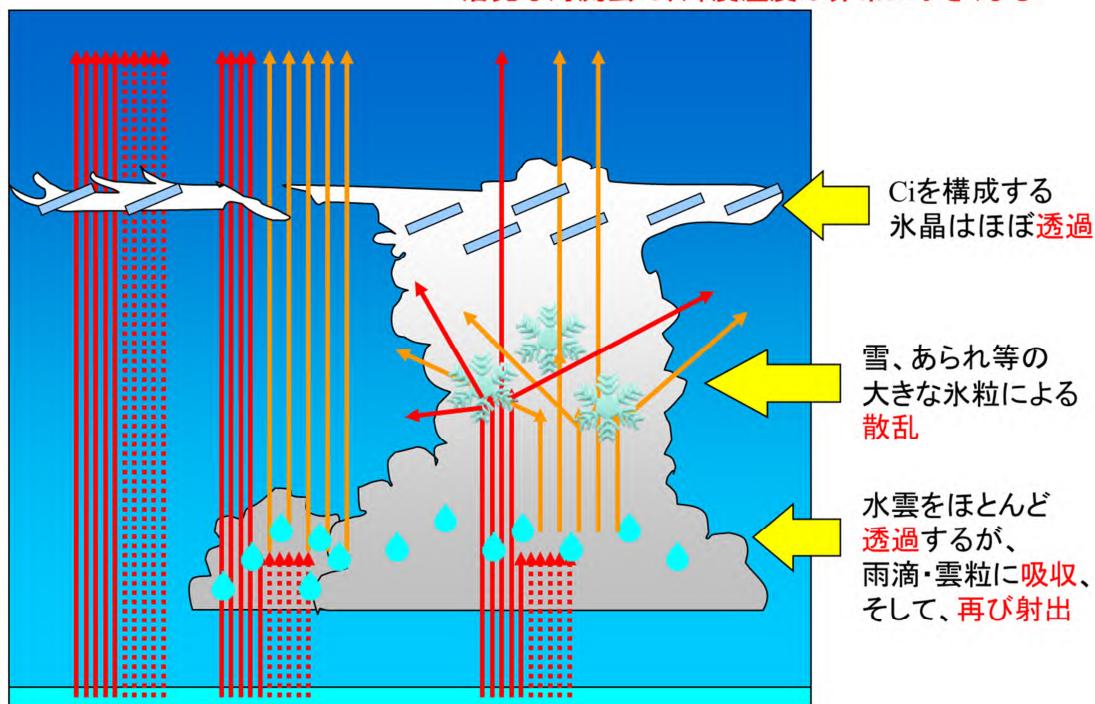
水雲と、活発な対流雲の輝度温度は、あまり変わらない



大気の影響 (85~91GHz帯)

冷たい海面と、発達した対流雲の輝度温度の混同が起こる

活発な対流雲で、輝度温度は非常に小さくなる



第 5.1.1 図 マイクロ波画像の大気の影響

5.1.2.1 マイクロ波放射計

マイクロ波放射計は、DMS、TRMM、GCOM、GPM 衛星等に搭載されており、地面や海面が射出するマイクロ波放射が水蒸気や水雲、降水、ひょう・あられ等により吸収・再射出又は散乱されることにより増減する特性を利用している。この増減の特性は波長帯によって変わるため、波長により観測できる対象が異なる（第5.1.1表参照）。例えば35~37GHz帯では、下層の水雲からの放射エネルギーが海面からの放射エネルギーより大きくなる（水雲は海面よりも暖かく（黒く）見える）ことを利用し台風の厚い上層雲の下の下層雲の解析に、また85~91Hz帯ではひょうやあられによる散乱の影響で活発な対流雲からの放射エネルギーが海面からの放射エネルギーに比べて非常に小さくなる（活発な対流雲は海面よりも非常に冷たく（白く）見える）ことを利用し熱帯擾乱の雲域内の活発な対流雲域の特定に利用できる（第5.1.1図参照）。

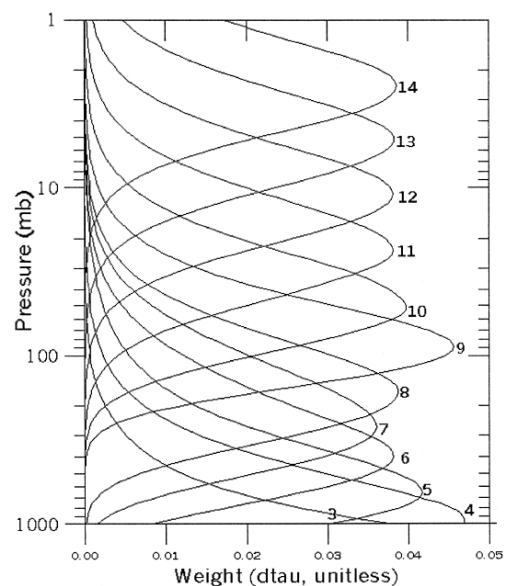
5.1.2.2 マイクロ波探査計

マイクロ波探査計はDMS、NOAA、Aqua、Metop、S-NPP 衛星等に搭載されており、現在ではAMSU及びATMSが主な観測測器となっている。放射計と探査計の一番大きな違いは波長分解能と空間分解能の違いで、放射計は画像の空間分解能（水平解像度）を上げるため波長分解能を下げた大気の放射を観測しているが、探査計は波長分解能を上げて大気の放射を正確に観測する代わりに、水平分解能を犠牲にしている。なおAMSUには、酸素の吸収線を利用して気温のプロファイルを観測するAMSU-Aと、水蒸気の吸収線を利用して気温のプロファイルを観測するAMSU-B（後にMHSへ移行）がある。ここでは、対流圏の気温のプロファイルを観測しているAMSU-Aについて説明を行う。

AMSU-Aは1998年5月以降、NOAA、Aqua及びMetop衛星に搭載されており、2014年10月現在、NOAA15号・18号・19号、Aqua、Metop-A及びBのデータが利用可能で、12層の高度の気温プロファイル推定用のチャンネル（各層の気温を推定できる周波数の観測チャンネル）を持っている。

これらのチャンネルは、酸素の吸収線のマイクロ波放射を観測することにより大気の気温を観測するため、赤外チャンネルによる観測とは異なり、上層雲による影響はほとんど受けない。第5.1.2図に、これらのチャンネルの荷重関数（センサーが主にどの気圧面を観測するかを示す関数）を示すが、主に対流圏（概ね100hPa面～地表面）を観測するチャンネルは、チャンネル4（約900hPa面）、5（約600hPa面）、6（約400hPa面）、7（約250hPa面）及び8（約180hPa面）である。またAMSU-Aの観測は、衛星直下を中心として東西方向それぞれ15の領域（FOV）を順に観測（スキャン）するクロストラックスキャンを採用しており（略号表の最後にスキャン方式の模式図を示す）、観測幅は広いものの空間解像度（FOVサイズ相当）が衛星直下（直径約48km）と観測領域の端付近（長径約150km楕円）で異なる。

熱帯擾乱は基本的に上層に暖気核を持つことから、AMSU-Aにより上層の暖気核の形成やその強さを監視することにより、台風の発生やその強度の推定も可能となる。なお前述したようにマイクロ波では上層雲についてはほぼ透過するため観測への影響はほとんど無いが、発達した対流雲については、雨粒や氷粒によ



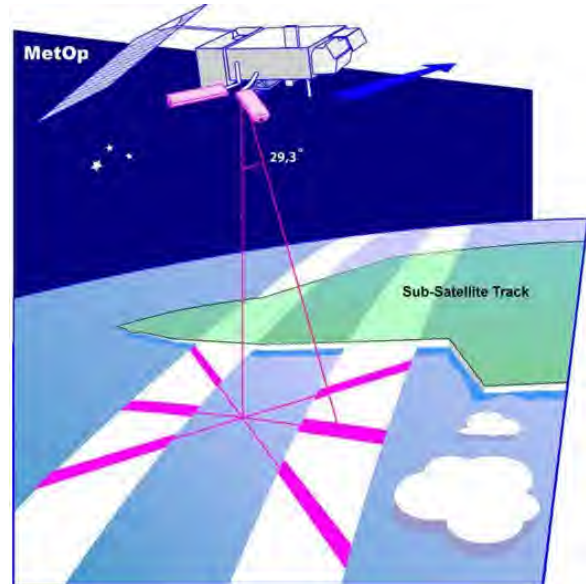
第5.1.2図 AMSU-Aの気温プロファイル情報取得用のチャンネル（観測周波数：50.3~57.3 GHz）の荷重関数（Kidder et al. 2000）

*小山亮（気象研究所台風研究部）

るマイクロ波の吸収や散乱の効果が無視できなくなるため、チャンネル6（約400hPa面）より下層を観測するチャンネルについては、これらの影響を大きく受ける場合があることに注意が必要である。

5.1.2.3 マイクロ波散乱計*

マイクロ波散乱計は、放射計及び探査計とは異なり、レーダーと同様に低軌道衛星からマイクロ波を射出し、その後方散乱断面積を観測し、そのデータから海上風速（海上10m）を推定するものである。マイクロ波散乱計はQuikSCAT、OceanSat、Metop衛星等に搭載されており、このうちQuikSCATのSeaWindsやOceanSatのOSCATはコニカルスキャン方式、MetopのASCATは固定アンテナ方式である。ここではSeaWinds及びACSATのそれぞれ方式について海上風向・風速を推定する手順を紹介する。



第5.1.3図 ASCATの観測模式図

（ASCAT Wind Product User Manual より引用）

- (1) 低軌道衛星から海面に向けて電磁波を射出し、入射角 46° 及び 54° （SeaWinds）又は 29.3° （ASCAT）の電磁波（後方散乱）をアンテナで受信する。海上の風速が弱く海面が波立っていない場合は射出された電磁波の後方散乱は非常に小さいが、海上の風速が強くと海面が波立っている場合は、射出された電磁波の後方散乱は海面の粗度の増加と共に増大する。

- (2) 後方散乱断面積の水平面分布から海上風速を格子毎（25km 又は 12.5km）を推定する。

- (3) SeaWinds では観測しながら移動する低軌道衛星の進行方向前面及び後面の同じ場所を、ASCAT では進行方向から 45° ・ 90° ・ 135° の角度を持った左右2対のアンテナで同様に同じ場所を観測し（第5.1.3図参照）、その後方散乱の位相差から格子毎の風向の推定を行う（1地点につき最大4個の風向風速を推定）。

- (4) 海上風速の水平面分布から近接する格子の風向・風速の異常値を除外する（スムージング）。

- (5) 風向又は風速が急変する格子については、数値予報の結果を利用して風向・風速の最適値を順位付ける（ナッジング）。

- (6) 格子毎の後方散乱断面積と1~4個の風向風速及び信頼度の順位を配信する。

このため、マイクロ波散乱計の風向風速は、それを処理した数値予報結果の影響を受ける。また後方散乱断面積は海面の粗度と正の相関を持つが、一定以上の風速では海面の粗度の変化が上限となるため、観測できるのは最大60kt程度である（ASCAT Wind Product User Manual 参照）。さらにマイクロ波の伝播経路に発達した積乱雲がある場合、雨粒の吸収等によるマイクロ波の減衰（散乱断面積の減少）、または雨粒のレンズ効果による散乱断面積の増加が発生し、観測誤差を発生させるため、風向風速プロダクトは品質管理情報（雨フラグ・品質フラグ等）が付加されており、現業利用する際は品質の高いデータ及び信頼度情報を参考にして利用することが必要となる。（5.2.4 マイクロ波散乱計データの利用及び注意点 参照）

*西村修司（気象庁予報部予報課）

5.1.3 マイクロ波画像の応用

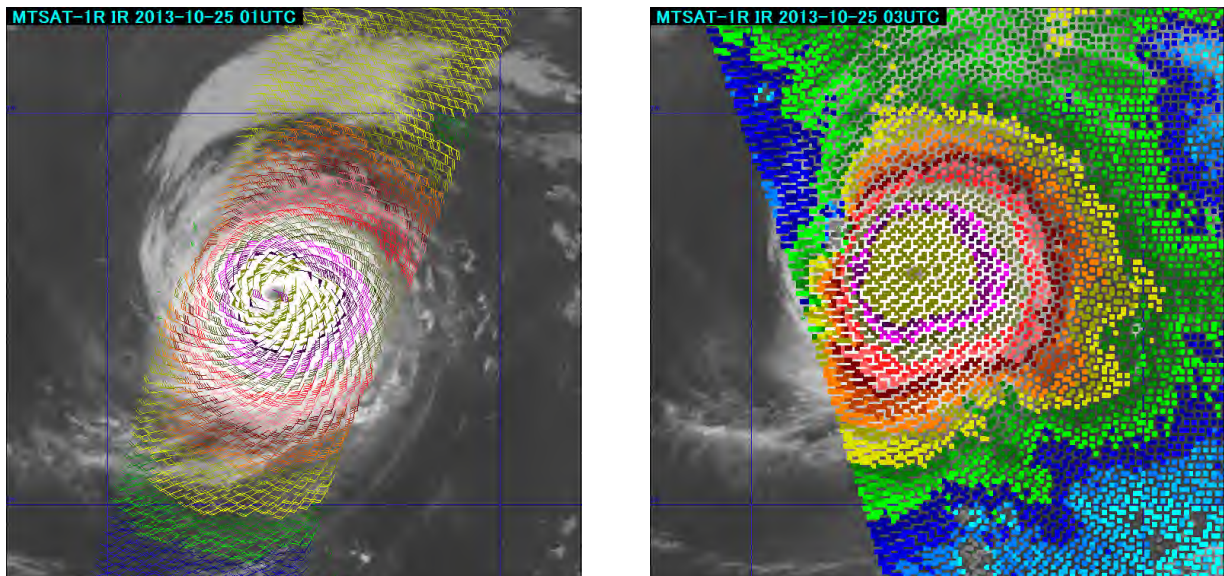
低軌道衛星のコニカルスキャン方式のマイクロ波放射計観測では、地表からの入射角が多く衛星で $35^{\circ} \sim 45^{\circ}$ となるようにアンテナを設置しており、偏波情報（垂直偏波・水平偏波）が利用できる。通常海面や地面から射出されるエネルギーは垂直偏波の方が水平偏波に比べて大きい。伝播経路に雨粒等が存在する場合、雨粒等の散乱による影響で水平偏波と垂直偏波の差が小さくなる。この差の変化は雨粒の粒径分布と観測波長によって決まるため、各波長帯での垂直偏波と水平偏波の差を利用して伝播経路の降水強度を推定することも可能である（降水強度のプロダクトも存在する）。

また偏波情報から海上風速を推定することも可能である。前述したとおり、海上風速が強くなると海面の粗度が大きくなり、水平偏波も増加する。海面の粗度の変化と6GHz・10GHzの水平偏波の変化の関係は既知であるので、6GHzと10GHzのセンサーを搭載した低軌道衛星では偏波情報から海面の粗度の変化量を見積もることができ、これから海上風速を推定できる。JAXAでは、この解析手法により、AquaのAMSR-Eのデータを用い全天候型海上風速プロダクト（AWSSW）を開発し、現在CoriolisのWindSatやGCOM-WのAMSR2に継承している。以下にこのAWSSWについて説明を行う。

5.1.3.1 全天候型海上風速の概要*

JAXAでは、2012年5月18日に打ち上げたGCOM-WのAMSR2のデータからAWSSWデータを作成し、2013年10月1日以降、試験的に気象庁に提供している。（第5.1.4図参照）

AWSSWデータは、マイクロ波散乱計による海上風（ASCATもしくはOSCAT、以降SCAT）データと異なり風速のみのデータであり、品質管理情報（フラグ）も設定されていない。また沿岸部ではAMSR2データが陸地の放射の影響を受けるため極端に低い値になること、6GHz帯チャンネルデータと10GHz帯チャンネルデータとの位置ズレ（解像度の差）による偽強風域が現れることがある、などに注意が必要である。



第5.1.4図 台風1328号（LEKIMA）によるMetop-AのASCATデータ（左）およびAWSSWデータ（右）の表示例

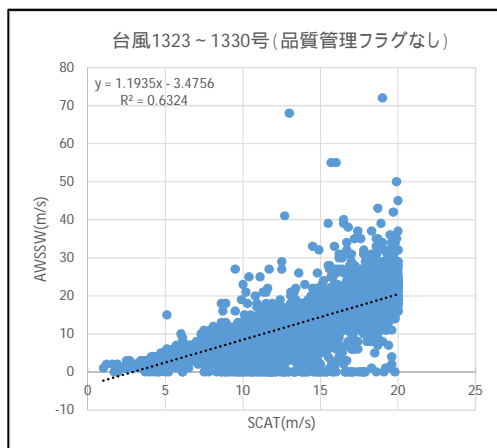
*佐々木勝（気象庁予報部予報課）

5.1.3.2 全天候型海上風速の検証

(1) SCAT データとの比較

台風 1323～1330 号（この章では、台風に発生年の下 2 桁と、その年の発生順に付加した番号を繋げて示す）の TS 以上に発達した期間を対象としたデータセットについて、SCAT データを説明変数、AWSSW データを目的変数とし、台風がほぼ収まる東西南北約 800km×800km の領域で、AWSSW データおよびその直近の SCAT データが共に捕捉率約 50%以上となった事例のデータの比較を行った（第 5.1.5 図）。AWSSW データと SCAT データの観測時刻の差（北緯 20 度で約 2 時間程度）による位置のズレは台風の中心からの相対位置を取ることによって補正し、各 AWSSW データから 0.5 度以内で最も近くの SCAT データを対応させた。

SCAT データはどちらもおよそ 50kt（25m/s）を超えると精度が悪くなるので、20m/s を上限として品質管理情報（雨フラグ・品質フラグ等）が付加されていない SCAT データと AWSSW データを比較すると、AWSSW データは SCAT データに対してバイアス（第 5.1.3 表参照）はほぼ無視でき、5kt 程度の誤差はあるが相関は高く、同等に利用できる結果が得られた。



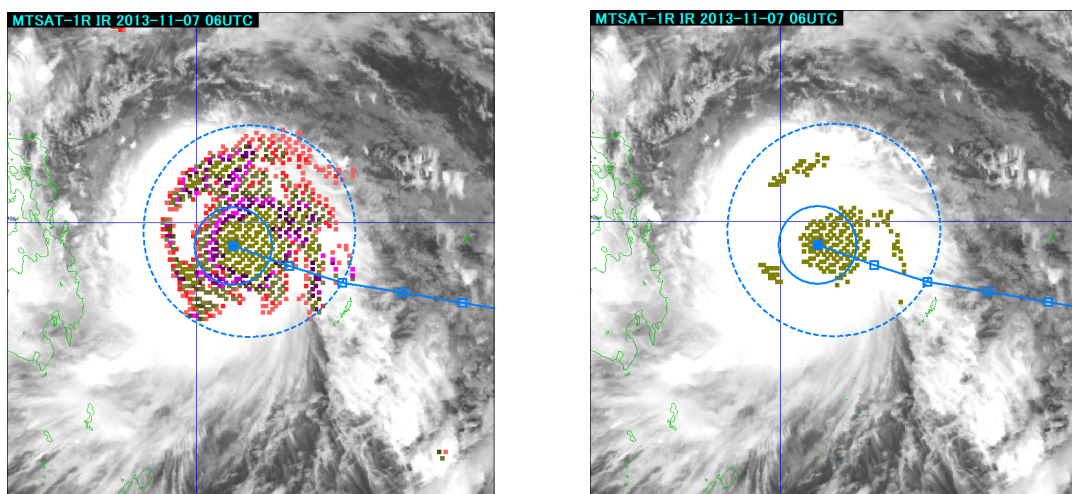
第 5.1.5 図 20m/s 以下の SCAT データに対する散布図

第 5.1.3 表 20m/s 以下のデータによる誤差

| データ数 | 9114 |
|------------|-------|
| バイアス (m/s) | -0.86 |
| 平均誤差 (m/s) | 2.16 |
| 標準誤差 (m/s) | 3.31 |

(2) ベストトラックデータとの比較

AWSSW データの 30kt 以上及び 50kt 以上の領域と、ベストトラックデータの強風域及び暴風域を比較した結果、領域としての対応は良かったものの（第 5.1.6 図）、風速の絶対値との対応は悪く、最大風速の推定には利用できない結果となった。



第 5.1.6 図 台風 1330 号 (HAIYAN) によるベストトラックデータの強風域 (左) および暴風域 (右) との比較例
実線は暴風域、破線は強風域を示す。色付きの格子は AWSSW データの 30kt 以上の領域 (左) と 50kt 以上の領域 (右)。

5.1.4 マイクロ波画像の利用上の注意点

マイクロ波画像を熱帯擾乱解析に利用する場合は以下の点に注意する必要がある

- ・地面や海面、大気中の物質が射出するマイクロ波の射出エネルギーは赤外及び可視の波長帯に比べ 10^{-5} 程度と非常に小さく、低高度を周回する低軌道衛星でかつ粗い解像度 (10 km × 10 km 程度) でしか観測できない。
- ・低軌道衛星の内、極軌道衛星 (太陽同期衛星) は 100 分 ~ 110 分で地球を 1 周し、24 時間でほぼ同じ軌道に戻るが、中緯度以南で同じ場所は、単一の衛星では 1 日 2 回しか観測できず、また観測範囲も観測画種や観測方法により数 100km ~ 約 2000km 程度で静止軌道衛星の観測範囲よりかなり狭い。
(注: GPM 計画は複数の低軌道衛星の観測により、観測頻度を増やすための計画)
- ・観測データを利用できるまで 3~6 時間程度かかるため、定時の解析には利用しづらい。
- ・観測方法 (コニカルスキャン・クロストラックスキャン等) 及び観測波長帯により観測解像度が異なる。またクロストラックスキャンでは低軌道衛星が直下で熱帯擾乱を観測した場合は解像度が良いものの、観測帯の端では解像度が悪くなると共に、入射角の変化により上層の大気を観測することになるためデータの補正 (リム補正) 等が必要になる。また両観測方法とも波長により解像度が異なるため、異なる波長を併用したプロダクトを作成する場合は注意が必要である。
AMSU-A (クロストラックスキャン) 衛星直下: 直径約 48km、観測領域の端: 長径約 150km 楕円
AMSR2 (コニカルスキャン) 89GHz: 3 × 5km、7GHz: 35 × 62km
- ・地面から射出されるエネルギーは植生により大きく異なるため、マイクロ波の観測は陸上での大気解析での利用が困難で (陸上の風は散乱計では観測できない)、陸上に近い観測データも陸面からの放射の影響を受ける。
- ・海面水温が大きく変化する海域では、海面からの放射エネルギーの違いを考慮する必要がある。
- ・散乱計の観測測器も、コニカルスキャンアンテナ (SeaWinds) と固定アンテナ (ASCAT) があり、固定アンテナの場合は、低軌道衛星直下の観測が出来ない。(第 5.1.3 図参照)

5.2 マイクロ波画像の台風解析への利用

この節では各マイクロ波画像を用いた台風解析の利用例を紹介する。

5.2.1 マイクロ波放射計を用いた中心位置推定*

これまで説明してきたとおりマイクロ波放射計は、台風など厚い上層雲に覆われ、可視・赤外画像では下層の雲の状態が不明な場合にもその内部構造を確認することが可能で、特に発生初期と最盛期前及び衰弱期等の台風の中心位置の解析に非常に有効な場合がある。

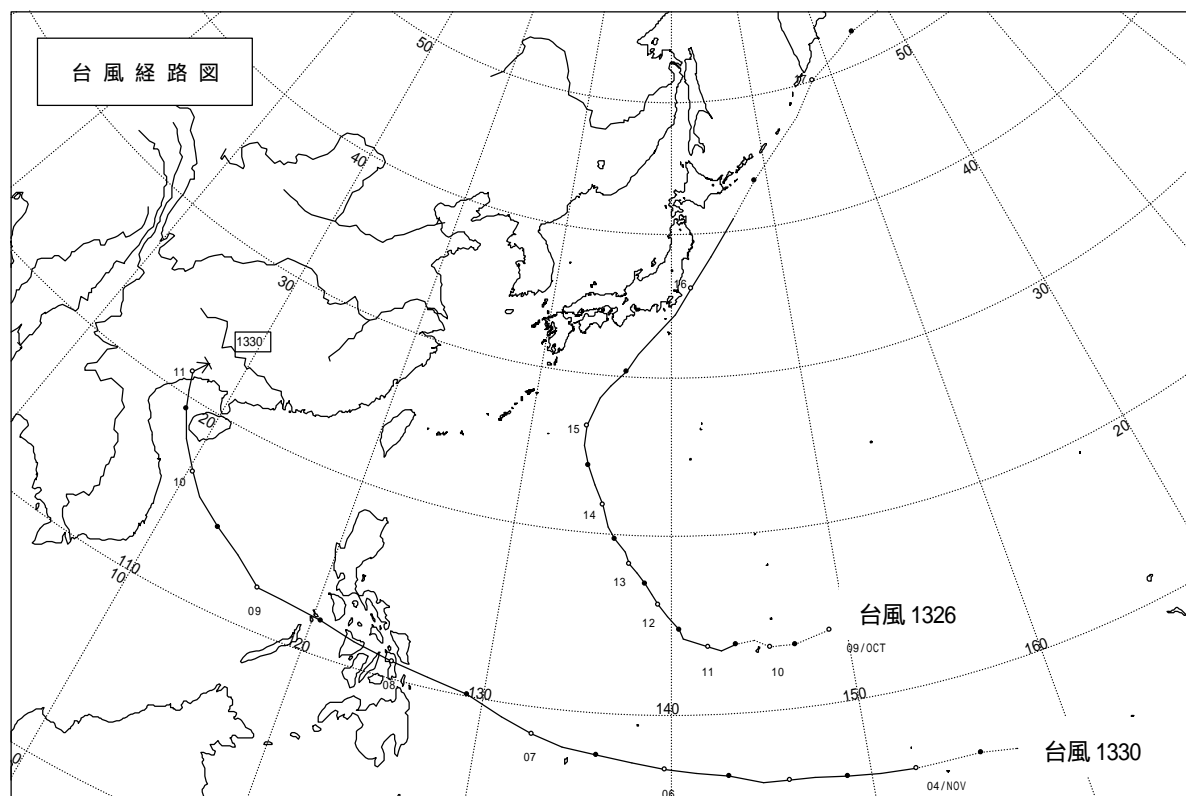
以下に 2013 年の台風 1326 号 (WIPHA) と台風 1330 号 (HAIYAN) の事例について紹介する。

5.2.1.1 台風 1326 号と台風 1330 号の概要

台風 1326 号と台風 1330 号の経路図を第 5.2.1 図に示した。また、第 5.2.1~2 表にそれぞれの台風の熱帯低気圧 (TD) 発生、台風発生、最盛期、熱帯低気圧化・温帯低気圧化時の位置と中心気圧、最大風速を示した。さらに、それぞれの台風の各ライフステージ期間 (発生期: TD 発生 ~ 台風発生まで、発達期: 台風発生 ~ 中心気圧が最低になった時刻まで、最盛期: 最低気圧を維持した期間、衰弱期: 中心気圧の記録が最

*野中信英 (気象庁予報部予報課)

低を脱した時刻～温帯低気圧化/熱帯低気圧化完了 24 時間前まで、消滅期：温帯低気圧化 / 熱帯低気圧化が完了するまでの 24 時間) を第 5.2.3 表に示した。



第 5.2.1 図 台風 1326 号と台風 1330 号の経路図

第 5.2.1 表 台風 1326 号のライフステージの時刻と位置等

| 台風 1326 号のライフステージ | 時刻 | 中心位置 | 中心気圧/最大風速 |
|-------------------|-------------|---------------|-----------------|
| TD 発生 | 10/09 00UTC | 14.0N, 149.0E | 1004hPa/30kt 未満 |
| 台風発生 | 10/10 12UTC | 13.8N, 143.7E | 985hPa/35kt |
| 最盛期到達 | 10/13 12UTC | 19.8N, 136.4E | 930hPa/90kt |
| 温帯低気圧化完了 | 10/16 06UTC | 41.0N, 146.0E | 968hPa/30kt 未満 |

第 5.2.2 表 台風 1330 号のライフステージの時刻と位置等

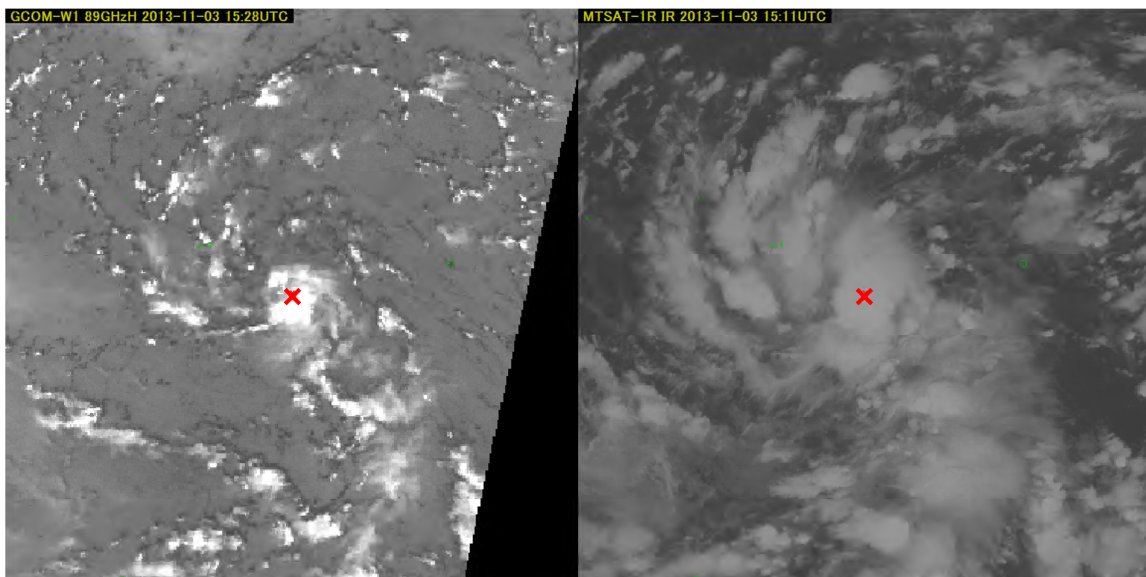
| 台風 1330 号のライフステージ | 時刻 | 中心位置 | 中心気圧/最大風速 |
|-------------------|-------------|---------------|-----------------|
| TD 発生 | 11/03 06UTC | 5.8N, 157.2E | 1004hPa/30kt 未満 |
| 台風発生 | 11/04 00UTC | 6.1N, 152.2E | 1002hPa/35kt |
| 最盛期到達 | 11/07 12UTC | 10.2N, 129.1E | 895hPa/125kt |
| 熱帯低気圧化完了 | 11/11 06UTC | 22.4N, 107.7E | 1004hPa/30kt 未満 |

第 5.2.3 表 台風 1326 号と台風 1330 号の各ライフステージ期間

| 台風のライフステージの分類 | 台風 1326 号 | 台風 1330 号 |
|---------------|------------------------|------------------------|
| 発生期 | 10/09 00 ~ 10/10 12UTC | 11/03 06 ~ 11/04 00UTC |
| 発達期 | 10/10 12 ~ 10/13 12UTC | 11/04 00 ~ 11/07 12UTC |
| 最盛期 | 10/13 12 ~ 10/14 00UTC | 11/07 12 ~ 11/08 00UTC |
| 衰弱期 | 10/14 00 ~ 10/15 06UTC | 11/08 00 ~ 11/10 06UTC |
| 消滅期 | 10/15 06 ~ 10/16 06UTC | 11/10 06 ~ 11/11 06UTC |

5.2.1.2 台風 1330 号発生期のマイクロ波画像と赤外画像の比較

第 5.2.2 図に台風 1330 号の発生期にあたる 2013 年 11 月 03 日 1528UTC の GCOM-W による 89GHz 水平偏波のマイクロ波画像（左）とひまわりによる同日 1511UTC の赤外画像（右）を示す。マイクロ波画像からは、雲システム中心（Cloud System Center、以下 CSC とする）の南から東に向けて低気圧性に湾曲して伸びるひょうやあられを多く含む雲バンドと、CSC の北東から北西に向けて伸びるひょうやあられを多く含む雲バンドが確認でき、これら二つの雲バンドの接合点を CSC の位置として特定することが可能である。一方、赤外画像では、CSC の北西側に低気圧性に湾曲した Cb クラスタがあり、その曲率から CSC の位置を辛うじて推定することができるものの、CSC 付近は濃密な雲域に覆われていてその内部構造を確認することはできない。



第 5.2.2 図 左：台風 1330 号発生期のマイクロ波画像（11/03 1528UTC） 右：赤外画像（同日 1511UTC）

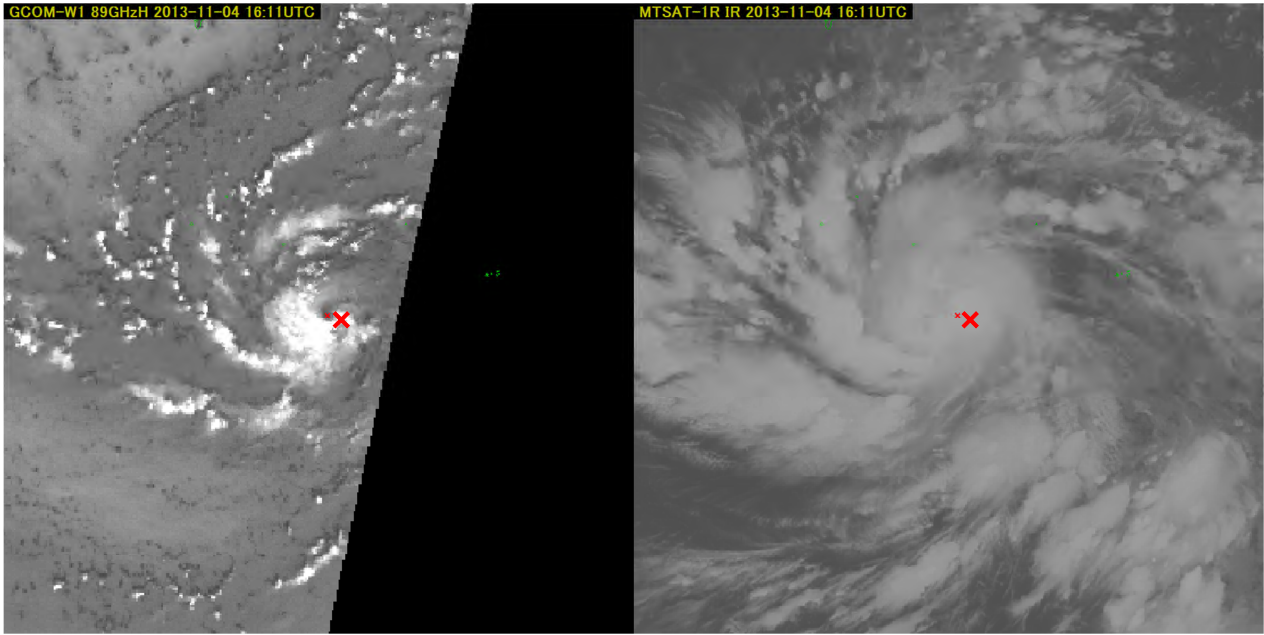
図中の x はベストトラックから内挿した台風の中心位置（雲画像から推定する CSC とは必ずしも一致しない場合がある、以下同じ）

5.2.1.3 台風 1330 号発達期のマイクロ波画像と赤外画像の比較

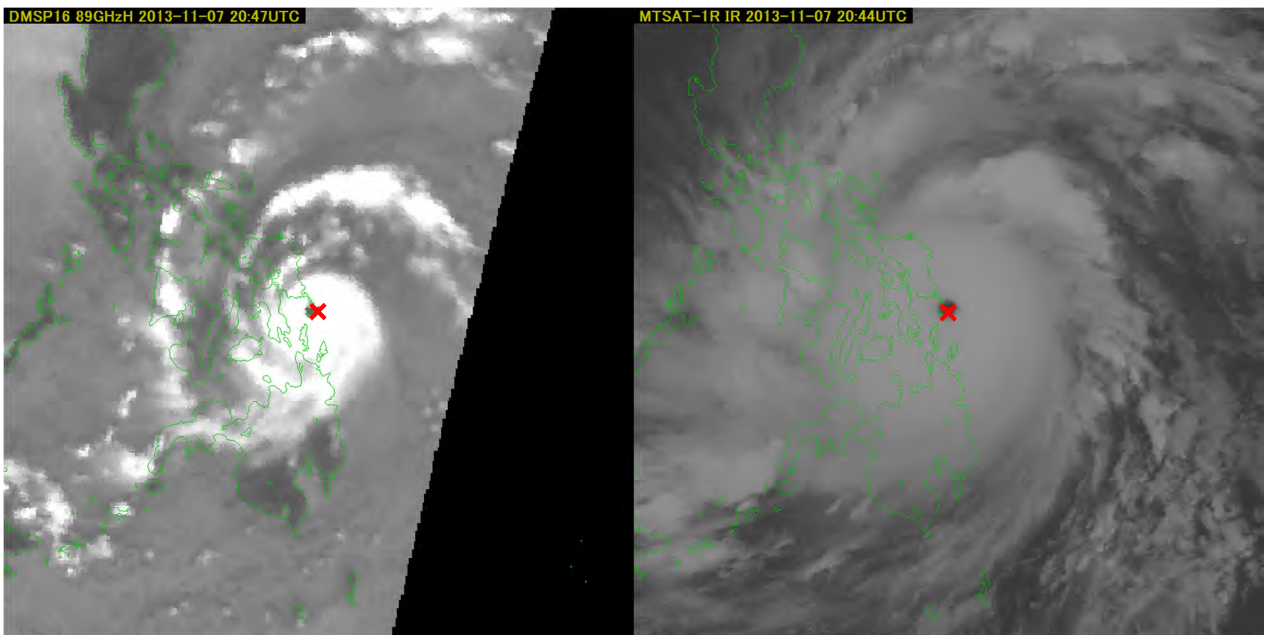
第 5.2.3 図に台風 1330 号の発達期にあたる 2013 年 11 月 04 日 1611UTC の GCOM-W による 89GHz 水平偏波のマイクロ波画像（左）とひまわりによる同日 1611UTC の赤外画像（右）を示す。マイクロ波画像からは、CSC のまわりを 0.6 周程度取り巻くひょうやあられを多く含む明瞭な雲バンドが確認できる。一方、赤外画像では、CSC の北および北西から西側を回って CSC を指向する雲バンドや、西から南側を回って CSC を指向する雲バンドを確認することができるものの、CSC 付近は濃密な雲域に覆われて、その詳細な構造は確認できない。

5.2.1.4 台風 1330 号最盛期のマイクロ波画像と赤外画像の比較

第 5.2.4 図に台風 1330 号の最盛期にあたる 2013 年 11 月 07 日 2047UTC の DMSP-16 による 89GHz 水平偏波のマイクロ波画像（左）とひまわりによる同日 2044UTC の赤外画像（右）を示す。マイクロ波画像からは、ひょうやあられを多く含むリング（幅：55～65 km）に取り巻かれた眼（直径：25～30 km）が確認できる。一方、赤外画像でも、非常に冷たいリング（輝度温度：-80 以下、幅：120～140 km）に取り巻かれた眼（輝度温度：9 以上、直径：35～40 km）を確認することができる。



第5.2.3図 左：台風1330号発達期のマイクロ波画像（11/04 1611UTC） 右：赤外画像（同日1611UTC）
 図中の×はベストトラックから内挿した台風の中心位置

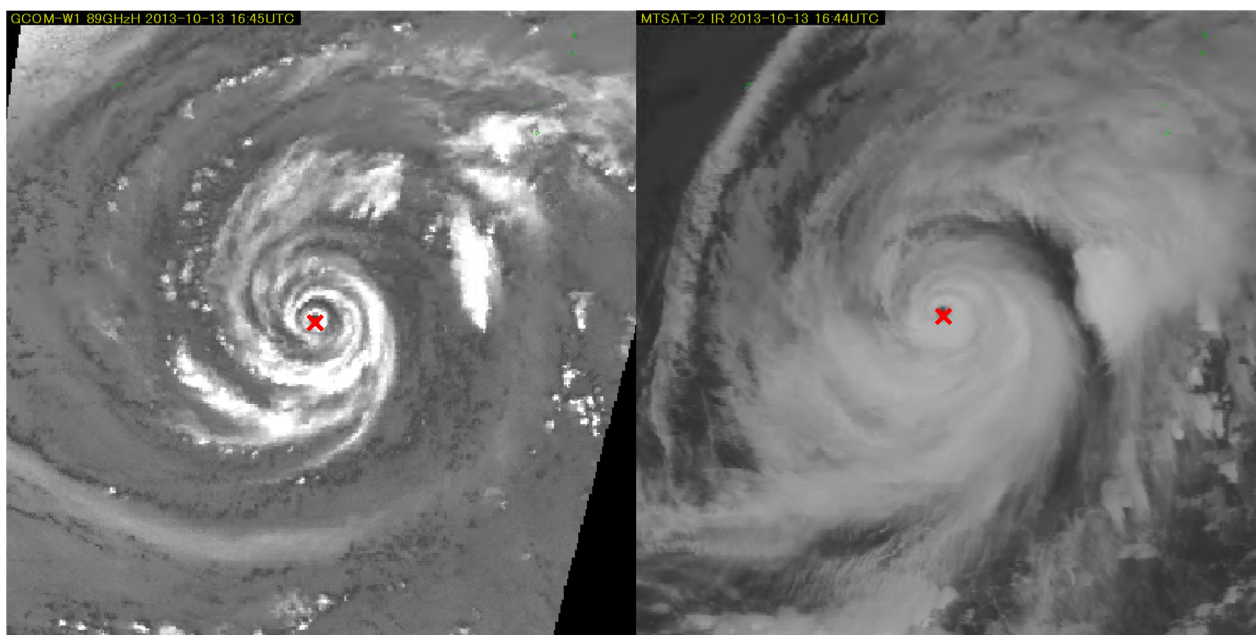


第5.2.4図 左：台風1330号最盛期のマイクロ波画像（11/07 2047UTC） 右：赤外画像（同日2044UTC）
 図中の×はベストトラックから内挿した台風の中心位置

5.2.1.5 台風1326号最盛期のマイクロ波画像と赤外画像の比較

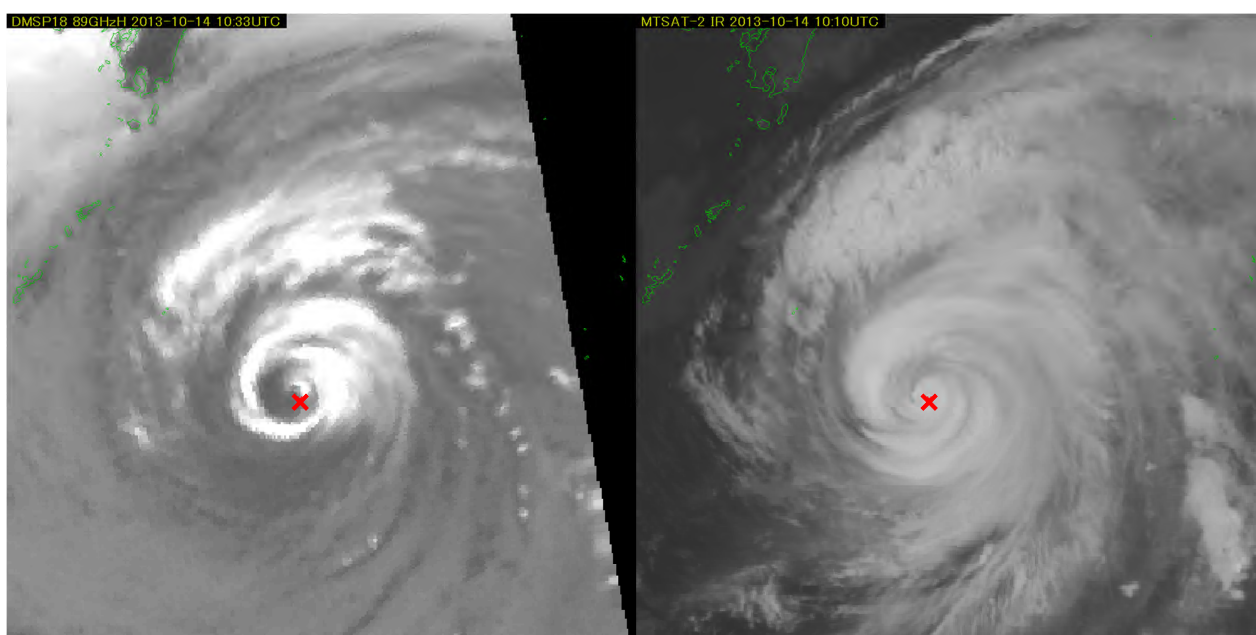
第5.2.5図に台風1326号の最盛期の2013年10月13日1645UTCのGCOM-Wによる89GHz水平偏波のマイクロ波画像（左）とひまわりによる同日1644UTCの赤外画像（右）を示す。赤外画像ではCSC付近にCDOと解析できる円形度の高い濃密な雲域があるものの、その規模は小さく（直径：約35km）、またCSCを取り囲むように不鮮明なバンド構造も確認できる。このためこの時の雲パターンは、小さなCDOと判断して眼パターンとすべきか、CDOではなくバンド形状と判断しバンド状眼パターンとすべきか判断に迷うところである。一方、マイクロ波画像では、幅は狭い（10～30km）ものの、ひょうやあられを多く含むリングが眼の

周りを一周以上取り巻いている様子が鮮明に確認できるため、この時刻の雲パターンは小さなCDOを持つ眼パターンであると判断できる。



第 5.2.5 図 左：台風 1326 号最盛期のマイクロ波画像（10/13 1645UTC） 右：赤外画像（同日 1644UTC）

図中の×はベストトラックから内挿した台風の中心位置



第 5.2.6 図 左：台風 1326 号衰弱期のマイクロ波画像（10/14 1033UTC） 右：赤外画像（同日 1010UTC）

図中の×はベストトラックから内挿した台風の中心位置

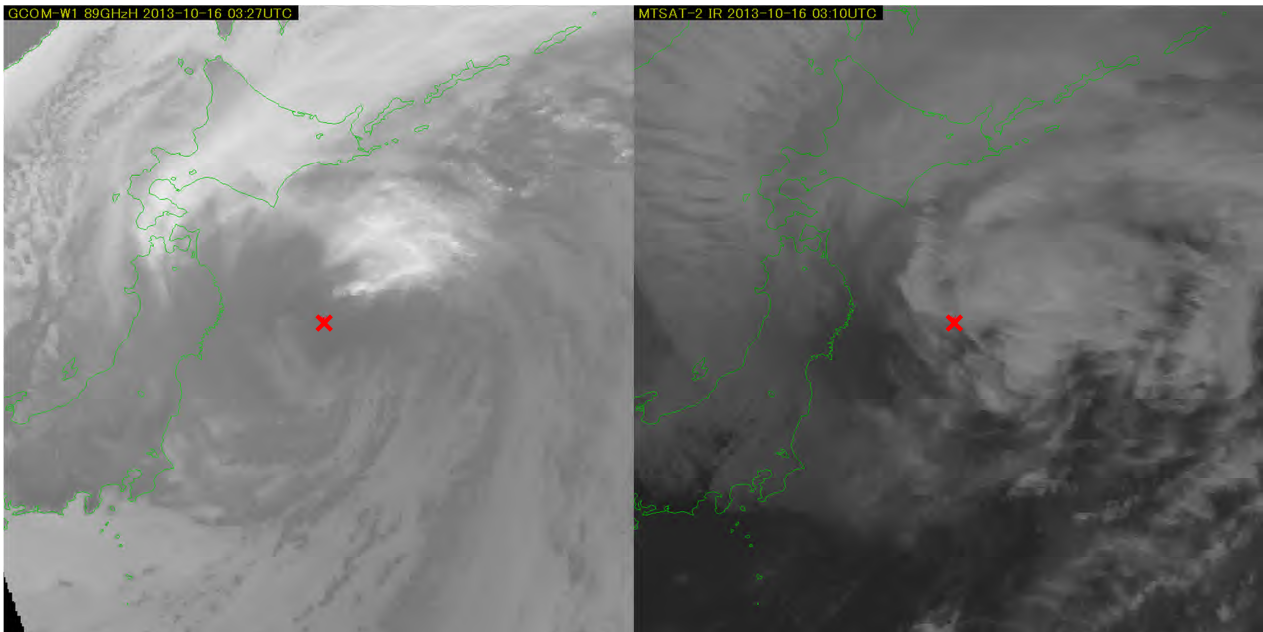
5.2.1.6 台風 1326 号衰弱期のマイクロ波画像と赤外画像の比較

第 5.2.6 図に台風 1326 号の衰弱期の 2013 年 10 月 14 日 1033UTC の DMSP-18 による 89GHz 水平偏波のマイクロ波画像（左）とひまわりによる同日 1010UTC の赤外画像（右）を示す。赤外画像では CSC 付近に小さな（直径：約 100 km）円形度の高い濃密な雲域があり、その周囲を濃密な雲バンドが取り巻いている様子が確認できる。一方マイクロ波画像では、CSC の北側に低気圧性に湾曲したひょうやあられを多く含むバンドが

あるものの、CSC 付近では白く輝く雲域は縮小しており、CSC の西側から Sc 化が進行していることと、CSC の外側には CSC を 0.9 周程度取り囲むような細いひょうやあられを多く含む細いバンドが未だ健在であることなどを確認することができる。

5.2.1.7 台風 1326 号消滅期のマイクロ波画像と赤外画像の比較

第 5.2.7 図に台風 1326 号の温帯低気圧化完了 (10/16 06UTC) 直前の 2013 年 10 月 16 日 0327UTC の GCOM-W1 による 89GHz 水平偏波のマイクロ波画像 (左) とひまわりによる同日 0310UTC の赤外画像 (右) を示す。赤外画像では CSC の北側～東側に厚い雲域があり、まだ台風として勢力を維持しているように見えるが、マイクロ波画像では、ひょうやあられを多く含む雲は CSC の北東側にわずかに残るのみで、CSC 付近では Sc 化がほぼ完了して、温帯低気圧に移行している様子がわかる。



第 5.2.7 図 左：台風 1326 号消滅期のマイクロ波画像 (10/16 0327UTC) 右：赤外画像 (同日 0310UTC)
図中の×はベストトラックから台風を中心位置

5.2.1.8 まとめ

台風の発生期から発達初期にかけては、CSC 付近の領域が規模の大きな濃密な雲域に覆われることが多く、CSC の位置決定精度が悪くなると共に、雲パターンの判別も精度が悪くなる。赤外及び可視画像ではこの問題を解決することは難しく、特に CDO と濃密な雲域に覆われたバンドパターンとを識別するのは難しく、CDO の持続時間等から雲パターンを判断するしか手段がなかった。さらに、発達期から最盛期にかけて現れる CDO パターンにおいては、従来のドボラック法では、直径 1.5° 以内の小さい CDO の場合は、その中心に、大きな CDO については、眼の前兆や痕跡、表面に現れる微かなバンド構造などを手がかりに CSC の位置を決定していたが、この方法では解析の主観性が高くなり、その位置決定精度は事例によりばらつくことが多かった。一方マイクロ波画像では、濃密な雲域の下ひょうやあられを多く含む雲によるバンドあるいはリングの構造を容易に確認できることから、マイクロ波画像を有効に用いることにより、台風中心位置の精度を向上させることができるものと考えられる。

5.2.2 客観ドボラック解析*

前節で説明したとおり、台風の中心位置の推定では、マイクロ波画像を赤外・可視画像と併用することにより、精度の高い解析が可能となってきた。しかしながらドボラック法の強度推定にも主観的な手順が多く、台風解析の精度向上のためには客観的な台風強度の解析技術の開発が不可欠である。

本庁予報課では、ドボラック解析の客観化を目的に客観ドボラック解析手法の開発を 2007 年度に着手し、2013 年度から現業作業での運用を開始している。客観ドボラック解析では、熱帯擾乱の中心位置と 24 時間前からの発達又は衰弱の変化量 (MET 数) 及び強度の主観解析 (PT 数) などは現業者が解析を行う必要があるものの、その他の項目は雲量格子点情報等を用い、自動的に解析できる。このため熱帯擾乱の中心位置や雲パターンの正確な解析が非常に重要となり、この部分はマイクロ波画像を有効に利用し、強度解析については客観ドボラックを利用することで台風解析業務の高度化を進めている。

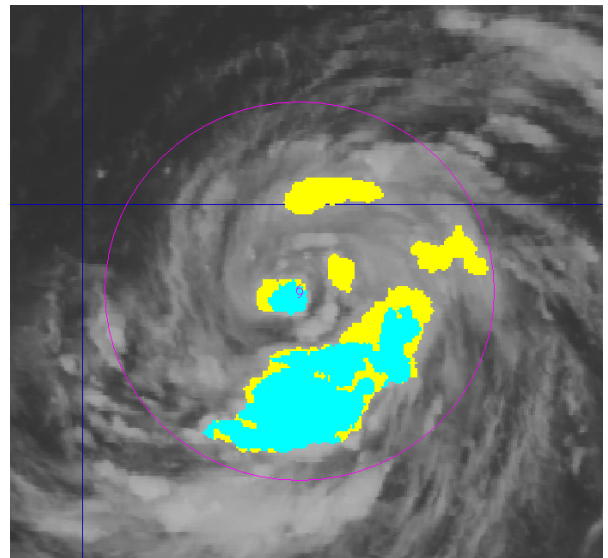
以下に客観ドボラック解析の概要を説明する。

5.2.2.1 開発の目的

ドボラック解析は中心解析と強度解析の主観解析からなるが、中心解析は高頻度・高分解能の動画やマイクロ波画像を用いることで個人差は比較的小さい一方、強度解析は、依然、主観的な判断、特に台風に伴う雲域の判断 (抽出) が解析結果に大きく影響する。そこで、気象衛星センターが 2007 年から提供している雲量格子点情報を利用して雲域の判断を客観的に行うことにより、早期ドボラック解析およびドボラック解析による強度判定を客観的にを行い、従来の DT 数に替わる強度を提供することが目的である。

5.2.2.2 プロダクトの概要

- (1) 解析者の決定した中心解析の結果「CSC、CSC 決定精度、雲パターン」を入力値とする。
- (2) CSC を中心とした半径 3.5 度円内を対象領域として、雲量格子点情報を用いて客観的に濃密な雲域 (Cb クラスタ) を判別する。
- (3) 各雲パターンの強度推定手法は早期ドボラック解析およびドボラック解析を基本とし、これで得られた強度を瞬間 T 数とする。
- (4) 短時間変動を除去するために直近 3 時間の瞬間 T 数を平均して得られた強度を平均 T 数とし、雲パターン毎に平均 T 数を上限値 / 下限値で制限する。
- (5) ドボラック解析と同様に平均 T 数に時間変化の上限値や上陸時の拘束条件などを適用して得られた強度を最終 T 数とする。



第5.2.8図 客観判別したCbクラスタ一例

黄色の領域：雲頂温度 - 31 以下 (DG 階調以上)

水色の領域：雲頂温度 - 70 以下 (W 階調以上)

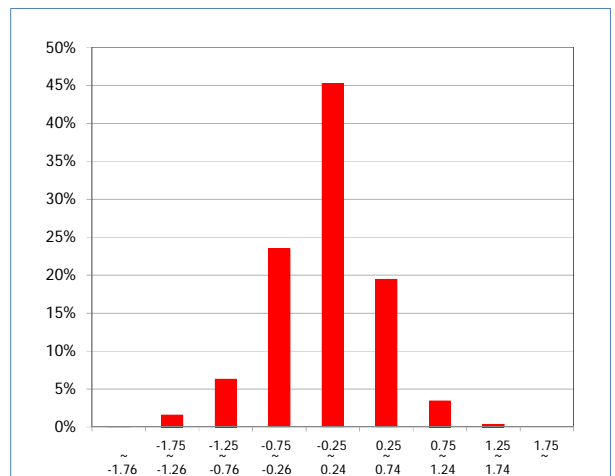
*佐々木勝 (気象庁予報部予報課)

5.2.2.3 精度評価

2011～2013年の早期ドボラック解析やドボラック解析（以下、マニュアル解析）が行われた雲域を対象に、客観解析とマニュアル解析の結果の比較検証を行った。なお、台風までに発達しなかった擾乱ではマニュアル解析の速報値を、台風に発達した擾乱では事後解析値を真値として扱った。（第5.2.9図）

最終T数の平均誤差（3082事例）は0.36でバイアスは-0.07で、誤差0.5以内に全事例の88%が入った。一方、衰弱期のCbクラスターの誤判別などにより、363事例（全事例の12%）が誤差1.0以上、63事例（全事例の2%）が誤差1.5以上となった。

上記の結果より、マニュアル解析のDT数を客観解析の最終T数で置き換えても精度は確保される結果となった。



第5.2.9図 2011～2013年のT数誤差（客観解析値 - マニュアル解析値）分布

5.2.3 マイクロ波探査計データを用いた台風中心気圧推定*

直接観測データが少ない海上で、ドボラック法への依存度が大きい現業台風強度解析の支援のため、気象研究所は、アジア太平洋気象防災センターの協力の下に、台風の暖気核の気温変化に基づく中心気圧推定手法を開発した（Oyama 2014）。本節でははじめに本手法の概要を説明し、その後実際の推定事例の紹介とともに、推定値の特徴について説明する。

5.2.3.1 台風中心気圧推定手法の概要

暖気核は、台風の壁雲やレインバンドの形成に伴う水蒸気凝結による潜熱加熱によって、台風中心付近に形成される周囲よりも気温が高い領域のことである。本手法は、暖気核の気温偏差を反映するAMSU-A輝度温度（以下TB）偏差と台風中心気圧との関係を、静水圧平衡を仮定して求めることにより導出されている。中心気圧推定式は、2008年の台風（計22個）を用いて、上層暖気核の強さと気象庁ベストトラック中心気圧を、線形一次回帰式により関連づけることにより求められている。ここで上層暖気核の強さは、AMSU-Aのチャンネル6、7及び8のTB偏差（台風中心から半径550～600km内のTB平均からの差と定義）場から得られる半径200km内の最大TB偏差のうち、最大のもので定義している（第5.2.10図）。上層暖気核の強さの導出では、AMSU-A観測に含まれるAMSU-Aの粗い空間解像度及び氷雲・降水によるTB減衰の影響による誤差を、回帰式を用いた手法で補正するようにしている。

5.2.3.2 推定中心気圧の精度及び推定事例

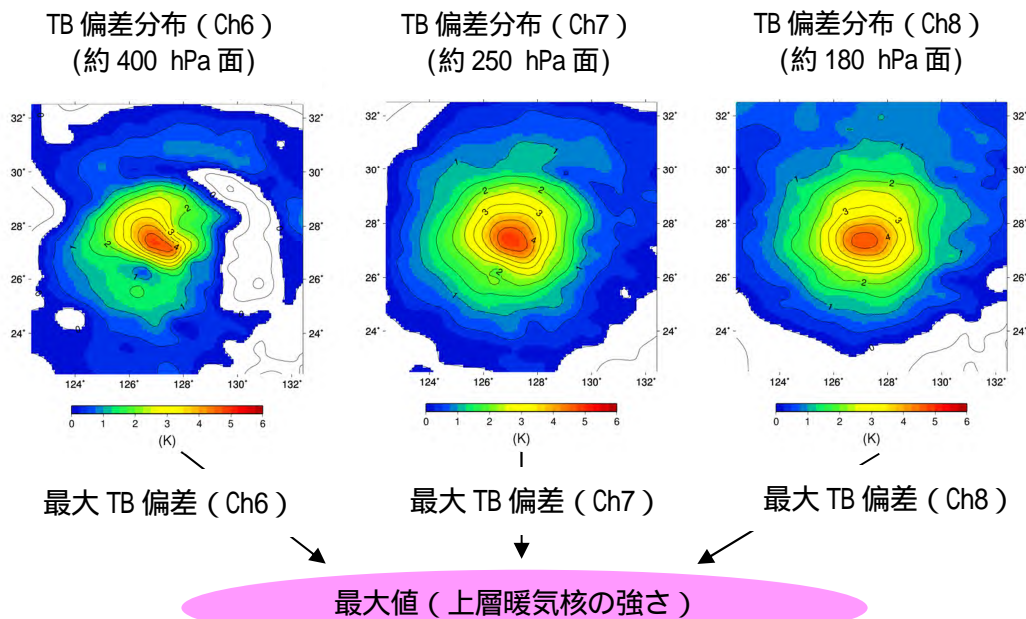
本節では、前節で説明した手法による推定中心気圧（以下AMSU推定値）の精度及び推定値の特徴（詳しくはOyama（2014）を参照）を示す。気象庁ベストトラックデータに対するAMSU推定値の精度は、2009～2011年の台風（計57個）に対する評価で、RMSEが10.1hPa、バイアスが0.3hPaであった。また、計1029個の推定事例のうち、全体の51%が誤差±5hPa以内、79.3%が誤差±10hPa以内に収まっていた。

AMSU推定値の特徴として、暖気核サイズが大きいほど精度が高い傾向があることが判っており、これは

*小山亮（気象研究所台風研究部）

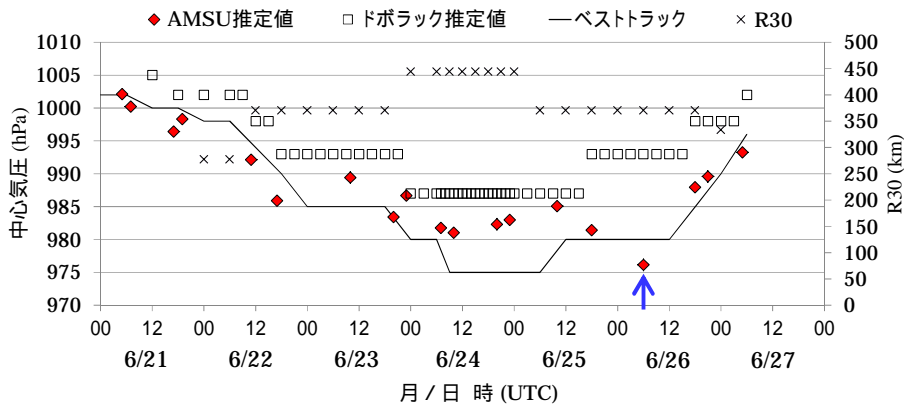
暖気核が大きな場合には、AMSU-A データの空間解像度で台風中心付近の気温ピーク値を正しく観測できていることを示唆している。

AMSU 推定値が、ドボラック法による推定中心気圧（事後解析、以下ドボラック推定値）よりもベストトラックデータに近かった例として、第 5.2.11 図に台風 1105 号（MEARI）の AMSU 推定値、ドボラック推定値、気象庁ベストトラック解析（中心気圧及び強風域最小半径）を示す。台風 1105 号は、発達期～衰弱期にかけて大型の台風と解析され（強風域最小半径 370～450km）、特に衰弱期で AMSU 推定値の方がドボラック推定値よりベストトラックデータに近い傾向がみられる。第 5.2.12 図（a）に、AMSU 推定値がドボラック推定値に比べて顕著にベストトラックデータに近かった時刻（第 5.2.11 図中矢印）の AMSU-A チャンネル 6 の TB 偏差分布（偏差は半径 550-600km 内の平均からの差）を示す。この時刻の正 TB 偏差分布は東側に偏っているが、これは西～北象限に広がる対流雲域（第 5.2.12 図（b））内の降水による TB 減衰（AMSU データ及び CIRA アルゴリズム（Demuth et al.2004）を用いて求めた気温偏差鉛直断面図：第 5.2.12 図（c）の 400hPa 面以下の寒色部分）も関係していると考えられる。暖気核サイズを反映する正 TB 偏差域の最大半径は、偏差 2K 以上で約 4 度（約 440km）、偏差 1K 以上で約 6 度（約 660km）と大きい（第 5.2.12 図（a））。この事例では、TB 偏差の最大値が出現する台風中心付近で対流雲が少なく TB 減衰の影響が小さかったことも、AMSU 推定値の精度が高かった理由と考えられる。

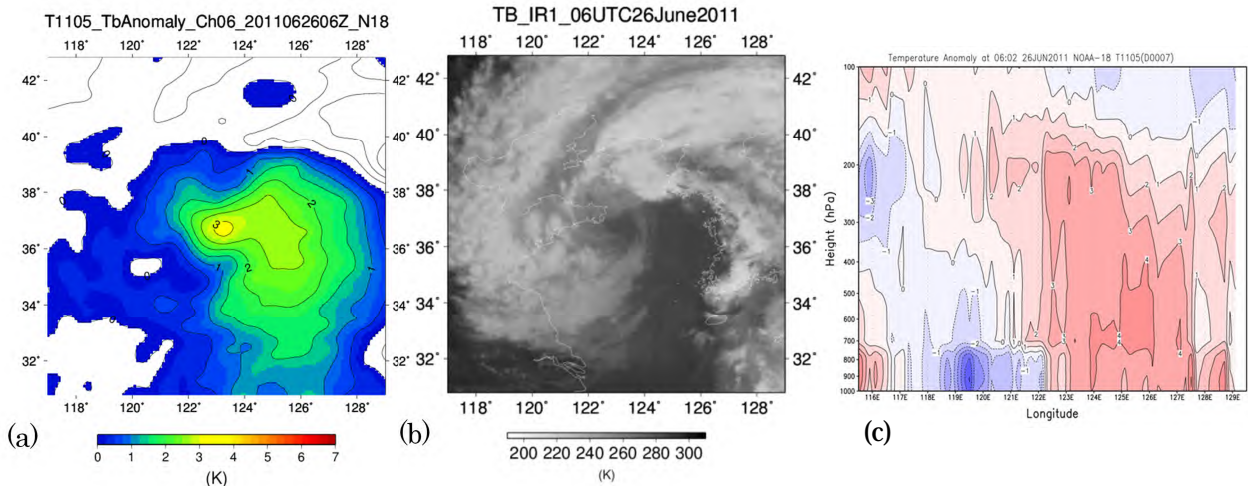


第 5.2.10 図 AMSU-A のチャンネル（図中 Ch と表記）6、7 及び 8 の TB を用いて定義した上層暖気核の強さの説明。

台風 1215 号（BOLAVEN）の 8 月 26 日 18UTC 頃に NOAA18 号で観測された事例。

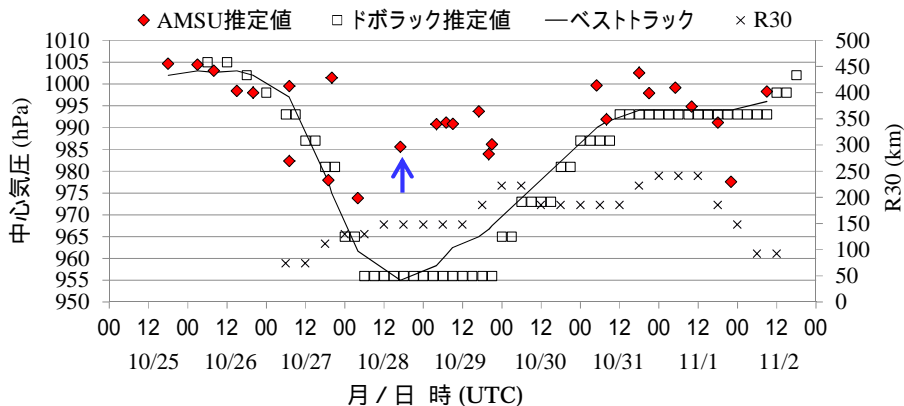


第 5.2.11 図 台風 1105 号の AMSU 推定値、ドボラック推定値、気象庁ベストトラック解析による中心気圧及び強風域最小半径 (図中 R30)。矢印は第 5.2.12 図の時刻を示す。

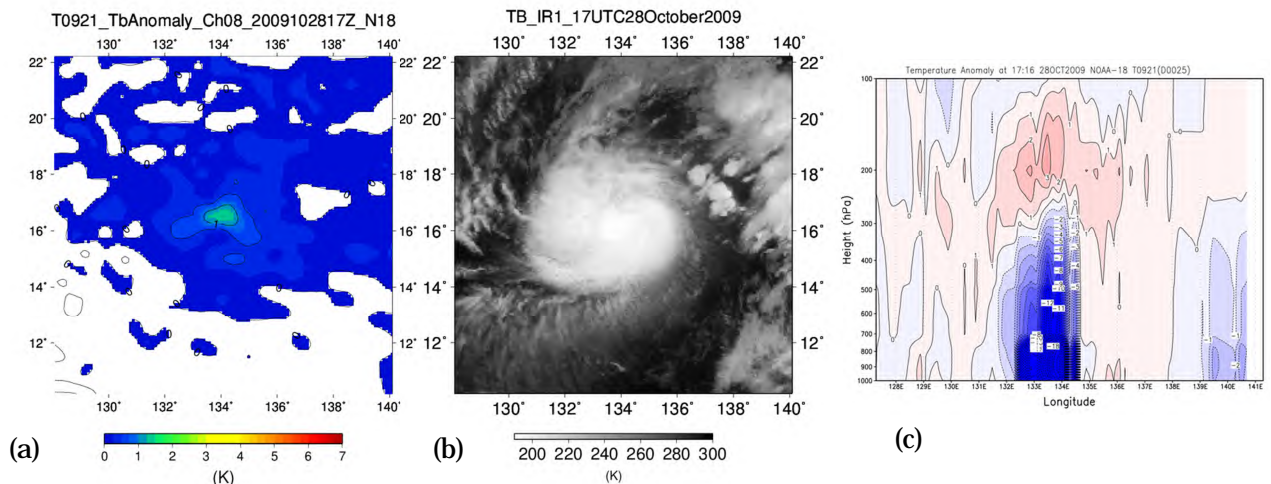


第 5.2.12 図 台風 1105 号の 6 月 26 日 06UTC の (a) AMSU-A チャンネル 6 (約 400 hPa 面) TB 偏差分布、(b) 静止気象衛星ひまわりの赤外 1 TB、(c) AMSU-A データ及び CIRA アルゴリズムにより導出した台風中心付近の気温偏差鉛直断面図 (暖色が「+」偏差、寒色が「-」偏差領域)

次に、暖気核サイズが小さく中心付近で降水が特に強かったために AMSU 推定値の精度が悪かったと考えられる例として、台風 0921 号 (MIRINAE) の推定結果を示す。第 5.2.13 図に台風 0921 号に対する第 5.2.11 図と同様の図を示すが、台風 0921 号の中心気圧は最盛期には 955hPa まで深まったが、強風域最小半径は約 150km と小さかった。AMSU 推定値は、特に最盛期においてベストトラックデータとの差が大きかった。第 5.2.14 図 (a) に、最盛期の AMSU-A チャンネル 8 の TB 偏差分布を示すが、TB 偏差 1K 以上の領域は台風中心付近に限定されており、その小さな雲システムサイズ (第 5.2.14 図 (b)) から暖気核サイズは小さかったことが示唆される。また鉛直気温断面図 (第 5.2.14 図 (c)) で見られるように、台風 0921 号の中心付近は 300hPa 面以下で負偏差となっているが、これは強い降水による TB 減衰の影響と考えられる。このように、AMSU 推定値の利用では、暖気核が小さな場合や特に強い降水を伴う場合に課題があるが、暖気核サイズに関しては例えば強風域半径を指標とすることで、ある程度の品質管理が可能と考えられる。



第 5.2.13 図 台風 0921 号の AMSU 推定値、ドボラック推定値、気象庁ベストトラック解析による中心気圧及び強風域最小半径 (图中 R30)。矢印は第 5.2.14 図の時刻を示す。



第 5.2.14 図 台風 0921 号の最盛期頃 (10 月 28 日 17UTC) の (a) AMSU-A チャンネル 8 (約 180 hPa 面) の TB 偏差分布、(b) 静止気象衛星ひまわりの 赤外 1 TB 分布、(c) AMSU-A データ及び CIRA アルゴリズムにより導出した台風中心付近の気温偏差鉛直断面図 (暖色が「+」偏差、寒色が「-」偏差領域)。

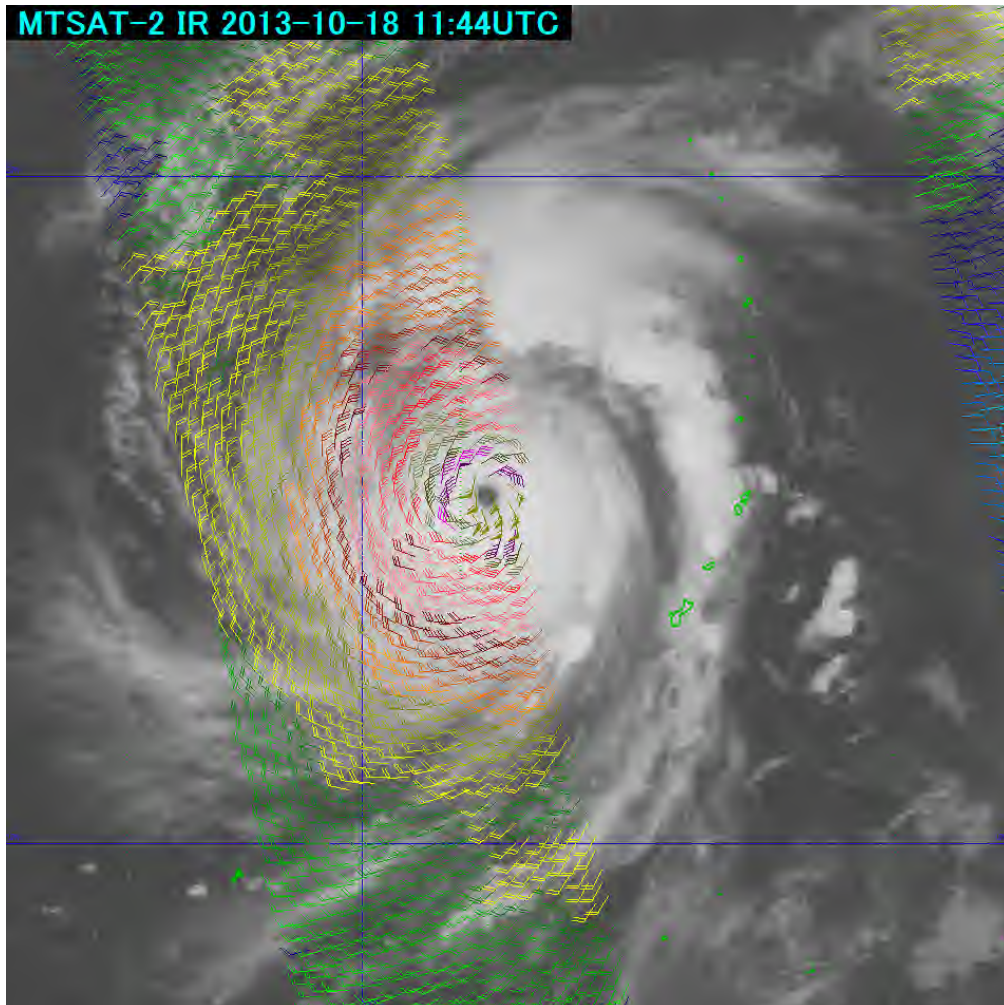
5.2.4 マイクロ波散乱計データの利用及び注意点*

5.1.2.3 及び 5.1.4 で説明したとおり、マイクロ波散乱計による観測には、マイクロ波の伝播経路に発達した積乱雲があると風速の誤差が大きい、風速の観測範囲は 60kt 程度が限界、風向風速共に数値予報資料による平滑化処理を行うため数値予報モデルの影響を受ける (特に風向)、等の注意点がある。については観測データに品質管理情報が付いているかを確認すること、については 60kt 以上の風速が観測され難いことを予め理解していることが重要であるが、についてはナッジングに利用した数値予報モデルの計算結果により異なる。第 5.2.15 図及び第 5.2.16 図に台風 1327 号 (FRANCISCO) の実例を示す。

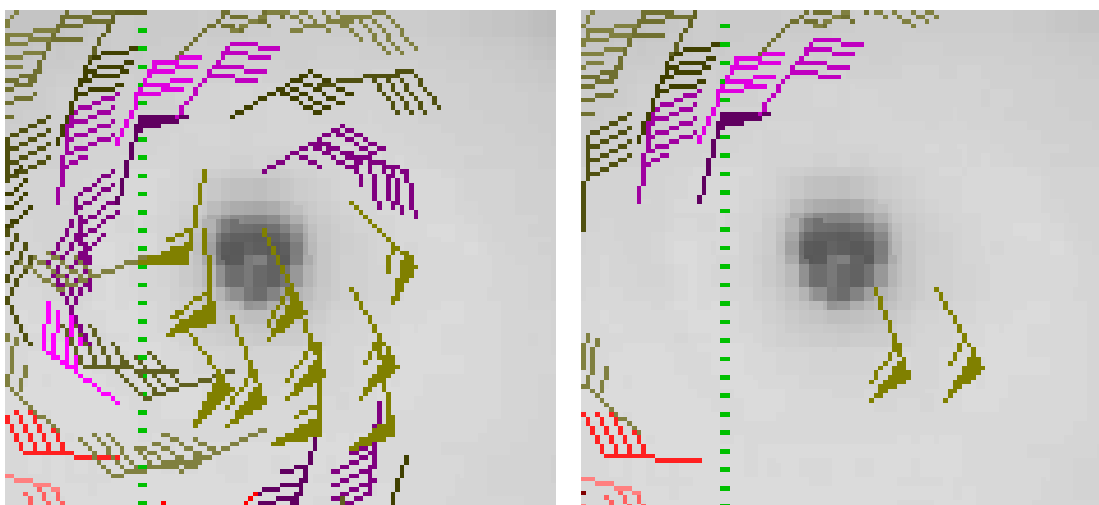
台風 1327 号は、2013 年 10 月 15 日 12UTC に TD、10 月 16 日 06UTC に TS に発達し、18 日 12UTC には中心気圧 930hPa、中心付近の最大風速 100kt に達し、衛星赤外画像でも明瞭な眼パターンとなっていた。一般的に台風は明瞭な眼パターンまで発達すると中心付近の風の分布は眼を中心とした同心円状となるが、この

*西村修司 (気象庁予報部予報課)

時刻の衛星赤外画像に ASCAT を重ねた図及び中心付近の拡大図（第 5.2.15 図及び第 5.2.16 図）で全データを表示すると ASCAT の風向が眼を中心とした円形の循環となっておらず、眼の北西象限に南風が観測されるなど不自然な風向になっている。品質管理情報付きの風向風速を除くと衛星赤外画像から推定できる中心位置と完全には一致しないものの、ほぼ円形の循環が確認できる。



第 5.2.15 図 2013 年 10 月 18 日 1144UTC 台風 1327 号の赤外画像と ASCAT の重ね合わせ



第 5.2.16 図 左図：第 5.2.15 図の中心付近の拡大図 右図：品質管理情報付きの格子を削除した拡大図

参考文献

- Demuth, J. L., M. DeMaria, J. A. Knaff, and T. H. Vonder Haar, 2004: Evaluation of Advanced Microwave Sounding Unit tropical-cyclone intensity and size estimation algorithms. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 282-296.
- Kidder, S. Q., M. D. Goldberg, R. M. Zehr, M. DeMaria, J. F. W. Purdom, C. S. Velden, N. C. Grody, and S. J. Kusselson, 2000: Satellite analysis of tropical cyclones using the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, 1241-1259.
- Kishimoto, K., M. Sasaki and M. Kunitsugu, 2013: Cloud Grid Information Objective Dvorak Analysis (CLOUD) at the RSMC Tokyo - Typhoon Center. RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review, No. 15.
- 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, 2007: マイクロ波衛星画像を利用した熱帯擾乱解析, 気象衛星センター技術報告第 49 号, 気象衛星センター, 91-125.
- Ocean and Sea Ice SAF, 2013: ASCAT Wind Product User Manual, Version 1.13.
- Oyama, R., 2014: Estimation of tropical cyclone central pressure from warm core intensity observed by the Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A). *Pap. Meteor. Geophys.*, **65**, 35-56.
- Sakuragi, T., S. Hoshino, and N. Kitabatake, 2014: Development and verification of a tropical cyclone intensity estimation method reflecting the variety of TRMM/TMI brightness temperature distribution. RSMC Tokyo-Typhoon Center Technical Review, No. 16.
- 吉田資朗, 酒井誠, 小司晶子, 広畑雅哉, 志水菊広, 2009: マイクロ波 (Aqua/AMSR-E) 画像による台風強度推定, 気象衛星センター技術報告第 53 号, 気象衛星センター, 13-42.