

北西太平洋における台風の中心気圧推定の改善に向けた 木場の関係式の再検討

Revisiting Koba's Relationship to Improve Minimum Sea-Level Pressure Estimates of Western North Pacific Tropical Cyclones

相澤正隆⁽¹⁾・伊藤耕介・嶋田宇大⁽²⁾

Masataka AIZAWA⁽¹⁾, Kosuke ITO, and Udai SHIMADA⁽²⁾

(1) 北海道教育大学札幌校

(2) 気象庁気象研究所

(1) Hokkaido University of Education, Sapporo, Japan

(2) Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency, Tsukuba, Japan

Synopsis

Currently, the Regional Specialized Meteorological Center Tokyo applies the satellite-based Dvorak technique using the relationship developed by Koba et al. (1990) for one of the important sources of tropical cyclone (TC) intensity analysis. To improve TC intensity analysis, we revisited Koba's relationship used for estimating the minimum sea level pressure (MSLP) considering case selection, aircraft data treatment, current intensity (CI) numbers, and additional explanatory variables. The root mean squared difference (RMSD) of the MSLP between the aircraft data and the concurrent estimates based on the original formula of Koba et al. (1990) is approximately 13.0 hPa. The RMSD reduced by 28% to 9.3 hPa in the revised regression model that used CI numbers analyzed through modern methods and additional explanatory parameters (development rate, size, latitude, and environmental pressure) with careful treatment of the aircraft data. The signs of the coefficients in the proposed model suggest that the actual MSLP change lags the change in the corresponding CI number. The large TC at high latitudes with lower environmental pressure has a low MSLP for a given CI number. Cross-validation results supported the superiority of the proposed model. The current approach is simple but substantially improves the quality of the TC intensity analysis, leading to improved TC forecasts through TC bogus, wave models, storm surge models, and forecast verification.

キーワード: 台風, ドボラック法, 歴史的データセット

Keywords: tropical cyclones, Dvorak technique, historical dataset

1. はじめに

高度10mにおける最大風速や中心気圧といった台風強度パラメータの推定は、防災や減災にとって非常に重要であり、災害の甚大さ、人々の備え、行政府の判断に関わっている。現在、東京に位置する地区

特別気象センター(Regional Specialized Meteorological Center Tokyo - Typhoon Center; 以下ではRSMC東京と呼ぶ)として、気象庁は世界気象機関(World Meteorological Organization)の世界気象監視(World Weather Watch)プログラムの枠組みで、北西太平洋に台風情報を発表しているが、RSMC東京は衛星を基

礎とするドボラック法(Dvorak 1975, 1984)に、木場ら(1990; 以下K90)の換算表を適用することで強度推定を行っている(注: K90は日本語で書かれているが、主な内容はKoba et al. (1991a)として英語に翻訳されている)。これは、台風強度推定の---特に、外洋の台風強度推定にとって---重要な情報源の一つとなっている。気象庁では、予報官が衛星画像の解析を行っており、まずはDvorak法(Dvorak 1984)に従い、状況に応じた制約をかけてT数(tropical number)を求める。その後、T数と台風のステージを考慮し、CI数(current intensity number)を求める(Lushine 1977)。そして、K90の換算表を用いてCI数を中心気圧と最大風速に変換している。K90の換算表は1981~1986年の衛星画像と気象庁ベストトラック(注: RSMC東京が設立されたのは研究対象期間1981~1986年よりも後の1989年のことである。ベストトラックは現在、気象庁内にあるRSMC東京が管理しており、通常はRSMC東京ベストトラックと呼ばれるが、本論文では、気象庁ベストトラックという単語を用いる)を照らし合わせたことに基づくものである。当時は、米軍合同台風警報センター(Joint Typhoon Warning Center; 以下JTWC)のサポートを受け、米空軍が恒常的に航空機観測を実施していた。

K90に基づくカテゴリーごとの推定された台風強度の標本平均は、おおむね妥当であることが示されている(北畠ら, 2018; Knaff and Zehr 2007)。しかし、個々の台風強度が誤差を含んでいる場合もある。例えば、Ito et al. (2018)は、K90に基づく推定とTropical cyclones-Pacific Asian Research Campaign for Improvement of Intensity estimations/forecasts (T-PARCII)プロジェクトでガルフストリームIIを用いて壁雲貫通飛行を行った航空機観測で得られた中心気圧の観測値の間に差があったことを報告している。2017年台風第21号(Lan)の2017年10月21日06UTCの観測についていえば、その差は-10 hPa (ドボラック法: 935 hPa, 観測: 925 hPa)であり、2017年10月22日00UTCの観測についていえば、その差は+15 hPa (ドボラック法: 915 hPa, 観測: 930 hPa)であった。T-PARCIIのドロップゾンデデータを同化した数値実験では、速報解析を基準とした場合には、同化により強度予報誤差が減少していた一方で、気象庁ベストトラックを基準とした場合には強度予報誤差が大きくなっていた。この場合、ドロップゾンデに基づく中心気圧推定は速報解析に近かった。このことは、台風強度予測性能は台風強度推定に不確実性がある場合には適切に評価できないということを意味している。実際のところ、第2節で示すように、個々の中心気圧データに存在する二乗平均平方根残差(RMSD)は24時間予報誤差に近い値となっている。正

確な台風強度解析は、予報にとっても重要である。というのも、台風強度はデータ同化システムのボーガス観測として使われるほか、波浪・高潮予測の入力としても用いられるからである。さらには、台風強度推定の品質向上は気候変動が台風に及ぼす影響を評価するためにも重要である(Kawabata et al. 2024)。

台風強度解析における誤差の一部は、CI数の決定の困難さに起因する(Bai et al. 2019, 2023; Nakazawa and Hoshino 2009)。現業センターにおけるCI数の推定の差異は一般には小さい(Bai et al. 2023; Nakazawa and Hoshino 2009)が、上層雲が構造を隠してしまう場合など(Yamada et al. 2021)、値があやしいものとなることもある。CI数の決定に加えて、仮に正しいCI数が与えられていたとしても、K90にみられる回帰曲線からの残差も個々の推定に誤差をもたらす。Fig. 1に示すように、K90が構築された際、1981-1986年に航空機によって観測された個々の中心気圧データは回帰曲線から大きくずれていることも多かった。台風強度はK90の手続きに従ってCI数から推定されるが、現実の台風強度はCI数以外のパラメータにも影響される。

残差は、様々な原因に由来しうるものである。その例として、測定誤差、緯度やサイズに対する依存性、環境場の海面気圧の違い、不適切な観測データの扱い、回帰式を構築する際に混入した不適切なCI数の判定といったものが挙げられる。そこで、これらの誤差を低減できるかどうかを確認することが必要となる。

本論文は、K90構築時の手順を改めて調査し、4つの観点で改善の可能性があるかどうかを研究する。第一に、マッチアップの事例を注意深く選択することである。例えば、K90の関係式は気象庁ベストトラックデータに基づいて構築されているが、全てのデータが航空機観測に裏打ちされたものというわけではない。第二に、台風強度の航空機観測の処理を注意深く確認する必要がある。第三に、CI数は現代的な方法でより精度よく決定することができる(北畠ら, 2018)。1981~1986年の台風について徳野ら(2009)が実施したCI数の再解析値を使うことにより、ドボラック法の手順の近年の改善を反映できる。最後に、CI数のほかに説明変数を考慮することで、より信頼に足る台風強度推定モデルを構築することができる。第四に、個々のデータを緯度、サイズ、移動速度、環境場の海面気圧を考慮して、最大風速と中心気圧の関係式を構築したKnaff and Zehr (2007)およびその改訂版に当たるCourtney and Knaff (2009)の提案を参考とした。彼らは、所与の最大風速に対し、中心気圧の観測値と推定値の間にあったばらつきを低減することに成功した。本研究において、我々は、

ったが、表には掲載されていない。

- 逆に、1982年台風第18号(Judy)は生涯最低中心気圧が955 hPaであったが、表に掲載されている。
- 1984年台風第6号の国際名Dinahが誤ってDainahとされている。
- 1981年 Agnes, Clara, Elsie, Gay, 1986年 Carmen, Carmen, Forrest, Joeに誤った番号が振られている。例えば、Agnesは1981年第18号であるが、表には第20号と記録されている。誤った番号が振られたため、生涯最低中心気圧が950 hPaより低かった2つの台風[1981年台風第26号(Irma)と1986年台風第26号(Kim)]がK90の第2表から漏れている。本文中で50個の台風とされたものが、表には48個しか記載されていないのは、これが理由となっている可能性がある。ただし、これらの2つの台風はK90の第2表には記載されていないものの、その経路はK90の第1図に掲載されている。そのため、K90の解析には使われたものと推測される。

K90は全事例数を855個と報告しているが、我々が気象庁ベストトラックを用いて12時間おきのデータの事例数を調べたところ、50個の台風では811個であり、1984年台風第27号(Doyle)を加えたとしても事例数は822個であった。この不整合の原因は不明であるが、K90における中心気圧の頻度分布と我々が調べた中心気圧の頻度分布はよく似ている(Fig. 2)。そのため、今後の結果や結論に大きく影響することはないものと思われる。

2.2 航空機観測データの処理

K90は回帰式を構築する際に気象庁ベストトラックを用いている。航空機観測データが利用可能な場合、ベストトラックにおける中心気圧と航空機観測に基づく中心気圧の相関は0.99である。このようにベストトラックデータは、データが利用可能な場合には、航空機観測に大きく依存していた。当該期間には、ドロップゾンデ観測値と飛行高度から変換された値が用いられていた。当時、気象庁で飛行高度から中心気圧を求めるために用いられていた変換式(渡辺の式)は、以下のものであった(北畠ら 2018)。

$$P_c = 634 + 0.1194x \quad (1)$$

ここで P_c は中心気圧、 x は700 hPaにおける飛行高度で単位はメートルである。

本研究では、中心気圧推定に主に焦点を当てるが、最大風速解析に興味のある読者もいるものと思われる。当時解析作業を行っていた方に話を伺うと、海面状態の観測に基づく最大風速の推定値やフライトレベルの風速は頻繁に報告があったものの、最大風

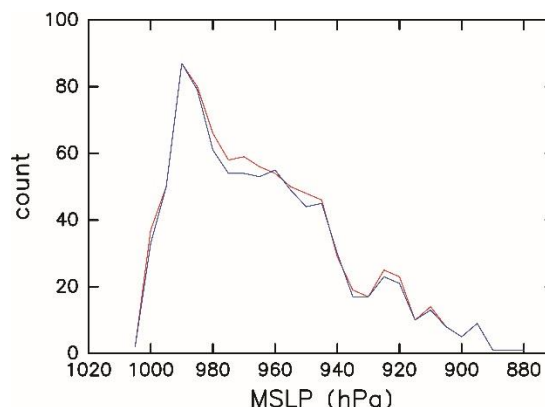


Fig. 2 Number of samples from Fig. 2 in K90 (red) and our count for the 12-hourly best track data (blue).

速解析は主に中心気圧からの換算結果に依拠していたことである(饒村曜氏, 私信, 2022年10月31日)。海面状態の観測に基づく最大風速推定と飛行高度風速の両方が記録されている事例について、気象庁ベストトラックにおける最大風速と各情報源との相関係数を計算したところ、気象庁ベストトラックの最大風速と海面状態の観測に基づく最大風速推定値の相関係数は0.70、気象庁ベストトラックの最大風速と飛行高度風速の相関係数は0.84であった。それに対し、気象庁ベストトラックの最大風速と、気象庁ベストトラックの中心気圧 P_c を

$$V_{\max} = 6.0 \times \sqrt{1010 - P_c}$$

で変換 (Takahashi, 1952)した最大風速 $V_{\max}$ との相関は0.97であった(注：当時、中心気圧から最大風速への変換に用いられた式には何種類か存在した。饒村曜氏, 私信, 2022年10月31日)。

このことはベストトラックにおける最大風速が、海面状態の観測に基づく海面最大風速推定や飛行高度風速といった情報ではなく、気象庁ベストトラックの中心気圧に大きく依存していたことを示している。

2.3 CI数

K90では、CI数はドボラック法により、衛星赤外強調画像を用いて推定しているが、日中については衛星可視画像も参照している。4人の熟練した解析者がこのプロジェクトに関わっていたが、判断が難しい際に2人で実施した場合を除いては、解析者はひとりでCI数を決定したものと思われる。陸上を通過し、減衰した場合の台風のCI数の決定については、Koba et al. (1991b)のアルゴリズムに基づいている。

2.4 回帰式

K90は中心気圧及び最大風速を、CI数を説明変数とする2次関数としている。全事例に対し求められた回帰モデル(注:式(2)はK90の第2図aから採ったものである。K90の66ページに記載されている式は誤っている)は

$$P_c = -1.53CI^2 - 3.03CI + 1010.01 \quad (2)$$

$$V_{\max} = 0.09CI^2 + 13.49CI + 8.38 \quad (3)$$

である。ここで、 P_c は中心気圧で単位はhPa、 $V_{\max}$ は10分平均最大風速で単位はktである。この回帰式の出力結果をもとにした表が現業解析で用いられている。K90は、発達中の事例や減衰中の事例に関する回帰式も導出している。発達期においては、中心気圧は、CI数が4.0より小さい(大きい)場合、高め(低め)になることを示しているが、K90は発達率を考慮しない式(2)の利用を推奨している。彼らはDvorak(1984)において、強い台風の強度が過剰になると述べているが、これは近年の調査結果とも整合的である(Knaff and Zehr, 2007)。

K90の第2図により、回帰式からの個別のデータのずれについてのRMSDは12.99 hPaとなることがわかる(ただし、ベストトラックを5 hPa単位に丸めた誤差を含む)。このことは、仮にCI数を適切に割り当てたとしても、個々の中心気圧推定値は真値から大きく離れうるということを示唆している。これを、近年の気象庁による台風強度予報誤差と比較すると(2017~2021年のRSMC東京の年報に基づいて計算すると、24時間予報誤差と72時間予報誤差はそれぞれ11.9 hPaと18.1 hPaである)、中心気圧推定の大きな誤差は、データ同化を通じて後の台風強度予報の精度を悪化させ、特に個々の事例についての正確な予測精度評価を困難にしている可能性がある。

3. 改善可能性

ここまでに見てきたK90の手続きを踏まえ、精度のよい台風強度推定モデルの構築に向けて、事例解析、航空機観測データの扱い、CI数、説明変数の追加に関し、以下の通りとした。

3.1 事例選択

K90の回帰式の構築にあたっては、対象時刻に近い航空機観測があるかどうかに関わらず、気象庁ベストトラックデータが用いられていた。中心気圧は、解析時刻に近い時刻に航空機観測がある場合には信頼できるが、解析時刻に近い時刻に航空機観測がない場合にはあまり信頼できない。そこで、解析時刻

近傍で利用可能な場合に限って、航空機観測データを用いて回帰式を構築することは理に適っている。また、生涯最低中心気圧が940 hPaであった1984年台風第27号(Doyle)を含めることも妥当であろう。加えて、K90では12時間おきのデータを用いていたが、6時間おきの航空機観測を用いることとした。

3.2 航空機観測データの処理

K90と同様の1981~1986年のデータについて検証を行った。航空機観測データは、1981~1985年についてはJTWC年報に掲載されているものを用い、1986年についてはJTWCからデータ提供を受けた。ただし、我々が基礎的な検証を行った際に記録が怪しいと思われる場合には、1951年以降のJTWCの航空機観測データが記載されている気象庁の気象要覧も参照した。基礎的な品質管理としては、以下の作業を行った。

- ・観測鉛直レベルが1500 ftとされているにも関わらず、それとは異なる700 hPa高度が記載されている事例が散見される。いうまでもなく、700 hPa高度を1500 mにおいて直接観測することはできない。近傍のデータとの整合性を確認し、我々は、観測鉛直レベルを700 hPaとすべきところ、誤って1500 ftと記入したものとみなし、700 hPa高度を中心気圧推定に用いることとした。
- ・航空機観測に基づくある中心気圧(MSLP_aとする)がスパイク状である場合、MSLP_aは利用しないものとした。ここで、スパイク上であるということは以下のように定義する。

$$|\text{MSLP}_{\text{before}} - \text{MSLP}_a| > 30 \text{ hPa},$$

$$|\text{MSLP}_{\text{after}} - \text{MSLP}_a| > 30 \text{ hPa},$$

$$(\text{MSLP}_{\text{before}} - \text{MSLP}_a)(\text{MSLP}_{\text{after}} - \text{MSLP}_a) < 0,$$

ここで、MSLP_{before}とMSLP_{after}は、MSLP_aを観測した時刻の前6時間、後6時間以内に得られた航空機観測に基づく中心気圧を表している。

- ・700 hPa高度が3200 mより高い場合、データを利用しないものとした。
- ・ドロップゾンデ観測と飛行高度の両方が利用可能、かつ、両者に基づく中心気圧の推定値が10 hPa以上異なる場合にはデータを採用しなかった。

700 hPa飛行高度の中心気圧への換算には、以下のJordan (1958)の式を用いた。

$$P_c = 645 + 0.0115x \quad (4)$$

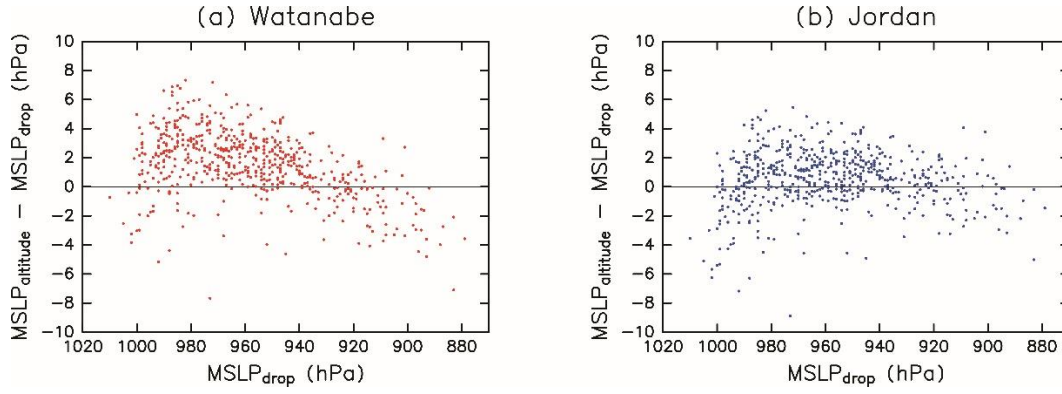


Fig. 3 Anomaly in the converted MSLP from aircraft altitude with respect to the dropsonde-based MSLP. The conversion uses (a) Watanabe's equation and (b) Jordan's equation.

式(1)の代わりにJordan (1958)を用いたのは、渡辺の式(1)により、バイアスが混入するためである。ドロップゾンデによる観測値と飛行高度から式(1)により換算された中心気圧を比較すると、飛行高度から換算した中心気圧は非常に強い台風について中心気圧を低く出すバイアスがあり、中程度～弱い台風については高めに示す傾向がある(Fig. 3a)。飛行高度とドロップゾンデデータの間での線形回帰式を求めると

$$P_c = 646 + 0.01145x \quad (5)$$

となる。これは、式(4)で表されるJordan (1958)の係数に極めて近い。そのため、Jordanの関係式を用いることはドロップゾンデに基づく中心気圧と飛行高度からの変換によって得た中心気圧の整合性を高めることになる。ドロップゾンデは、参照値としての役割を果たす中心気圧の直接観測値を与えるものである。ドロップゾンデと飛行高度のデータの双方を、台風強度解析モデルの構築に用いた。ドロップゾンデに基づく中心気圧が真の中心気圧から数hPaずれていることがあることは認めざるを得ない。例えば、明瞭な眼の無い弱い台風の中心位置を正確に同定するのは困難である。また、観測が得られる地点は水平・鉛直方向に海面台風中心とはずれている可能性もある。米国ハリケーンセンター(National Hurricane Center)では着水時の風速に応じて中心気圧を補正しているが、著者らは同様の補正が当時行われたのかどうかは把握していない。少なくとも、当時は正確な着水時風速を正確に観測することはできなかったはずである。

3.3 CI数

K90が用いたCI数の記録は残っていないが、徳野ら(2009)が1981～1986年の台風について行ったCI数再解析の結果は利用可能である。徳野ら(2009)は以下

のようにCI数解析を行った。

- ・生涯で最も大きなT数をはじめに決定し、そのあと、時間的に前方・後方にドボラック解析を行う。これは、急発達する台風の強度解析を行う際に有効になる。ただし、これは、気象庁の現業速報解析のプロセスとは異なることに注意が必要である。
- ・3時間ごとの画像をアニメーション表示し、6時間ごとのドボラック解析を行う。
- ・正方格子図法を用いる。この図法は、画像の歪みが少ない。

北畠ら(2018)は、徳野ら(2009)のCI数の品質を指して、「今回のほうが解析精度は高く均質であると考えられる」と述べている。

3.4 説明変数の追加

Knaff and Zehr (2007)が説明した通り、台風の接線風速 v 、中心気圧 P_c は傾度風平衡の関係を通じて、以下のように結びついている。

$$P_c = -\int_0^R \rho \left(\frac{v^2}{r} + fv \right) dr + P_{env} \quad (6)$$

ここで ρ は密度、 r は中心からの距離、 R は中心から環境場を測る地点までの距離、 f はコリオリパラメータ、 P_{env} は環境場の海面気圧である。この式は、中心気圧が単なる接線風速の関数ではないことを示しており、中心気圧と最大風速の関係を考える際に、台風のサイズ、コリオリパラメータ（または緯度）、環境場の海面気圧も考える方がよいことを示している(Bai et al. 2023; Courtney and Knaff 2009; Knaff and Zehr 2007)。中心気圧とCI数の関係を考えているK90の枠組みにおいても、中心気圧がCI数以外のパラメータとどのように関係しているのかを調べることは有益である。CI数は中心付近の雲の状態により決定され

ているものであり、渦度、対流、中心付近の気温、鉛直シアを反映している(Velden et al. 2006). 一方で、CI数は台風のサイズや緯度、環境場の海面気圧の情報にあまり依存していない. ゆえに、台風のサイズ、緯度、環境場の海面気圧を中心気圧のばらつきを説明する説明変数として加えることは、理に適っている. これらの変数に加えて、K90では中心気圧とCI数の関係が発達率に依存することも示していた. そのため、発達率を説明変数に加えることも有益となる可能性がある.

我々が提案する回帰式はKnaff and Zehr (2007)や他の研究者が構築したものに似ているが、いくつかの違いもある. 先行研究では、台風の移動速度を考慮していた. しかし、提案する回帰式では風速を陽には扱っていないため、台風の移動速度を最大風速の調整には用いていない. また、緯度と台風サイズを二つの独立な説明変数として考えるモデルだけでなく、緯度と台風サイズの積を一つの説明変数とするモデルも提案する. これは、式(6)の形から、両者の積が中心気圧により関連が深いことが分かるためである.

4. 中心気圧のモデル

4.1 回帰式及びデータの扱い

これまでの考察を踏まえ、Table 1に示す9つの式を検証することとした. まず、K90により提案された回帰式をCTRLとする. CTRLにおいては飛行高度を中心気圧に換算する際に渡辺の式を用いるが、それ以外の回帰式においては、Jordanの関係式を用いる. 回帰式JORDANは精度の飛行高度変換式に対する依存性を確認するために用いる. CIOPTIMは徳野ら(2009)のCI数に対し、二次関数で最適化した回帰式である. DEVELOP, LAT, SIZE, PENVの各回帰式は、

CIOPTIMに似ているが、それぞれ、発達率、緯度、サイズ、環境場の海面気圧を回帰式に入れたものである. 回帰式TEST1はCI数、発達率、緯度、台風サイズ、環境場の海面気圧を全て考慮したものである. 回帰式TEST2は回帰式TEST1とほぼ同じだが、緯度と台風のサイズを2つの独立な説明変数として採用する代わりに、緯度と台風のサイズの積を1つの説明変数として採用したものである. これらの回帰式の比較を通じ、CI数の更新、飛行高度から中心気圧への変換、3.4節で議論した説明変数の追加によって、品質管理済みの航空機由来(ドロップゾンデまたは飛行高度からの変換)の中心気圧観測に対する、中心気圧の解析精度向上について調べるのが我々の目的である.

我々は、1981年から1986年の間に生涯最低中心気圧が950 hPa以下となった台風に、1982年台風第18号(Judy)を加えた51個に関する、6時間おきの航空機観測由来の観測データを利用した. ここで用いた台風の事例は、新たに加えられた1984年台風第27号(Doyle)を除いて、K90と同じサンプルであると考えられる.

CI数には徳野ら(2009)のものを利用した. 気象庁の現業解析においては、T数の最大変化は6時間で ± 1.0 、12時間で ± 1.5 、18時間で ± 2.0 、24時間で ± 2.5 となるように制限されている(北畠ら, 2018). 徳野ら(2009)はこの縛りがある場合とない場合の2つのバージョンのCI数を求めている. この縛りがないCI数を用いた方が、二乗平均平方根残差(RMSD)がやや小さかったため(TEST1で0.4 hPa程度)、以後、この縛りが無い場合について結果を示す.

3.2節で示した基本的な品質管理を適用したのち、6時間ごとの中心気圧をドロップゾンデまたは飛行高度から計算する. ただし、解析時刻の前後3時間に航空機観測データが存在する場合に限る. ドロップ

Table 1 Regression models tested in this study. Φ is latitude in degrees and R is a size parameter in km.

name	equation for P_c	altitude-MSLP conversion
CTRL	$-1.53CI^2 - 3.03CI + 1010.01$	Watanabe
JORDAN	$-1.53CI^2 - 3.03CI + 1010.01$	Jordan
CIOPTIM	$a_1CI^2 + a_2CI + a_3$	Jordan
DEVELOP	$a_1CI^2 + a_2CI + a_3\delta CI_{24} + a_4$	Jordan
LAT	$a_1CI^2 + a_2CI + a_3\Phi + a_4$	Jordan
SIZE	$a_1CI^2 + a_2CI + a_3R + a_4$	Jordan
PENV	$a_1CI^2 + a_2CI + a_3 + P_{env}$	Jordan
TEST1	$a_1CI^2 + a_2CI + a_3\delta CI_{24} + a_4\Phi + a_5R + a_6 + P_{env}$	Jordan
TEST2	$a_1CI^2 + a_2CI + a_3\delta CI_{24} + a_4\Phi R + a_5 + P_{env}$	Jordan

Table 2 Coefficients in the regression models.

name	equation for P_c
CIOPTIM	$-1.95CI^2 + 2.64CI + 994.12$
DEVELOP	$-1.98CI^2 + 2.21CI + 2.88\delta CI_{24} + 995.91$
LAT	$-2.31CI^2 + 6.41CI - 0.911\Phi + 1001.66$
SIZE	$-1.97CI^2 + 4.09CI - 0.0282R + 999.39$
PENV	$-2.00CI^2 + 3.01CI - 14.13 + P_{env}$
TEST1	$-2.17CI^2 + 5.43CI + 1.73\delta CI_{24} - 0.367\Phi - 0.0227R - 5.78 + P_{env}$
TEST2	$-2.21CI^2 + 5.68CI + 1.39\delta CI_{24} - 0.00113\Phi R - 12.81 + P_{env}$

ゾンデと飛行高度の両方が利用可能な場合(444事例), その平均値を中心気圧の観測値とした. ドロップゾンデと飛行高度由来の中心気圧に存在する誤差は互いに打ち消しあう可能性が高いためである(注: 444事例を用いて, 表1にあるTEST1におけるRMSDはドロップゾンデ観測を中心気圧に採用すると9.60 hPaである. 一方で, 同じサンプルに対し, ドロップゾンデ観測と飛行高度からの推定値の平均を用いると対応するRMSDは9.55 hPaとなった). もし, 複数の航空機観測が解析時刻の3時間以内にある場合には, 解析時刻に最も近いものだけを用いた. また, 台風中心が過去12時間以内に陸地から 0.1° 以内に存在した場合には, データを用いなかった. 飛行高度から中心気圧への変換には式(1)と式(4)を用いている. 我々が回帰式の構築に使ったのは全部で877事例である.

説明変数として用いる緯度には気象庁ベストトラックを用いた. CI数の変化(δCI_{24})には現在のCI数と24時間前のCI数を用いた. もし, 24時間前のCI数が

無い場合には, CI数の変化は0とした. 台風サイズの推定に関して, 1981~1986年の30kt風速半径(R30)は気象庁ベストトラックに掲載されており, 現業目的ではサイズを表すのに適しているようにも思われる. ただ, このR30は, 当時, 基本的には, 船舶・ブイの情報, 衛星観測, 雲の情報に基づいて決められていたが, 中心気圧にも依存していた(気象庁, 1990). そのため, ベストトラックのR30を説明変数として加え, 回帰式の係数を決めることは適切ではない. また, 別の問題として, R30の推定値の性質が過去数十年間で大きく変わってきたことも挙げられる. R30と中心気圧の相関係数を計算すると, 1981~1986年では-0.61であったのに対し, 2016~2021年では-0.40となる. これは, 当時の気象庁ベストトラックのR30を用いて最適化を行うと, 現代の現業用途としては良い結果を示さないということを示唆している. そのため, 我々はERA5における台風サイズが直接的に中心気圧に影響されていないことを踏まえ, ERA5に基づき方位角平均接線風速が20 ktとなる半径(R20_{ERA})を台風のサイズとして採用することとした. ERA5における台風中心位置は, 3×3 のグリッドで移動平均をかけた海面気圧場において最低気圧を示した地点とし, その中心に対して方位角平均接線風速を計算した. 方位角平均した接線風速の最大値が20 kt以下となる場合, もしくは, R20_{ERA}が100 km以下の場合には, 台風サイズは100 kmとした. 環境場の海面気圧はR20_{ERA}+100 kmからR20_{ERA}+300 kmまでの円環内平均値とした. 5.2節では, 気象庁ベストトラック, JRA55(Kobayashi et al., 2015)の方位角平均接線風速20 kt以上の半径, 最も外側の閉じた等圧線の半径(ROCI)をそれぞれサイズとした実験の結果について示す.

4.2 結果

それぞれの回帰式の係数をTable 2に, 航空機観測データに対するRMSDをTable 3とFig. 4に示している. Table 3は2種類のRMSDを示しているが, これは, 航

Table 3 RMSD (in hPa) is the root mean squared differences between the model outputs and reference data that are not subjected to the rounding, while <RMSD> applies the rounding to 5-hPa bins. The number in the parenthesis represents the number of cases in which the deviation from the aircraft-based observation is larger than 25 hPa.

name	RMSD	<RMSD>
CTRL	12.54 (43)	12.62 (46)
JORDAN	12.29 (44)	12.28 (39)
CIOPTIM	11.86 (36)	11.90 (31)
DEVELOP	11.39 (20)	11.45 (19)
LAT	10.63 (30)	10.69 (22)
SIZE	10.46 (20)	10.55 (19)
PENV	11.38 (29)	11.42 (32)
TEST1	9.34 (7)	9.44 (6)
TEST2	9.32 (9)	9.43 (9)

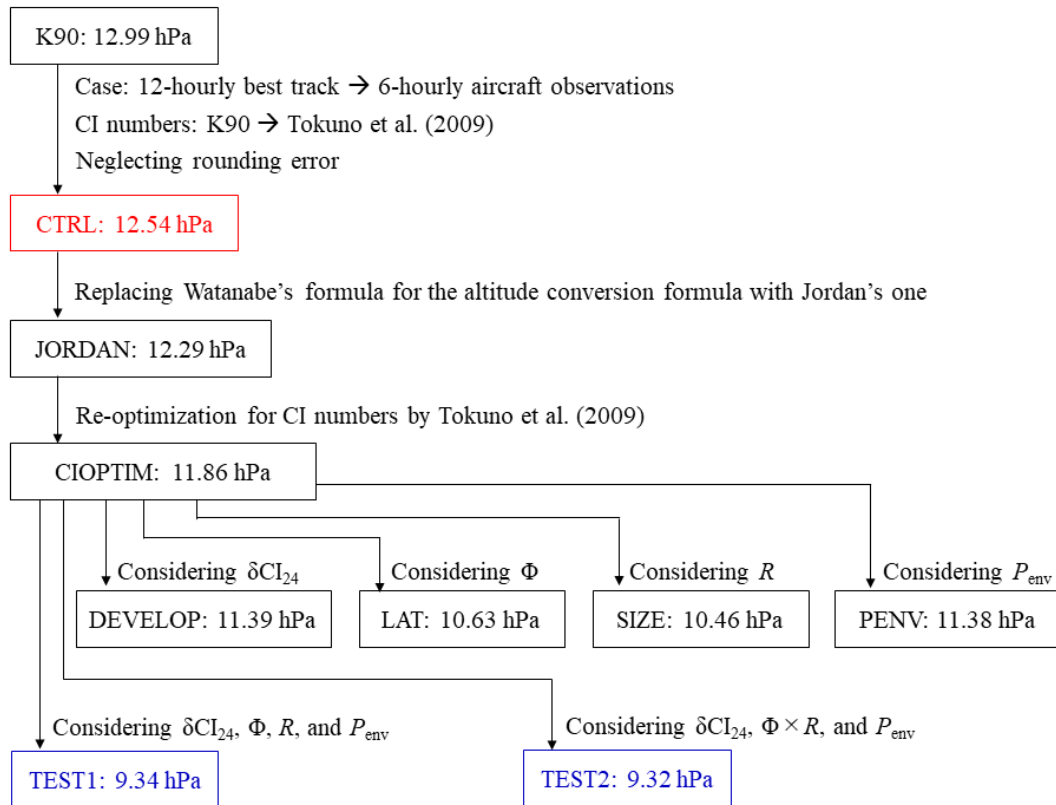


Fig. 4 Relationship between the regression models and their RMSDs.

空機観測の中心気圧と回帰式における中心気圧を強度解析の5 hPaごとに丸めた場合の誤差の影響について調べるためのものである。中心気圧を5 hPa単位にまとめた場合の丸め誤差を考えたのは、K90の第2図においてみられたRMSD(12.99 hPa)と対等に比較を行うためである。CTRLにおける5 hPa単位にまとめない場合のRMSDは12.54 hPaであった。これは、2節で見たK90の推定RMSDよりも小さくなっている。この違いは、事例選択やCI数の違い、丸め誤差に起因するが、このうち、0.08 hPa程度の増加が5 hPa単位にまとめることで説明できた (Table 3)。徳野ら(2009)のCI数は、K90のCI数に比べて、現在の気象庁現業ドボラック解析に近いとすると、現業ドボラック解析でK90を用いることにより、台風強度解析が品質を落とすといったことはなさそうである。JORDANにおいては、RMSDは12.29 hPaであり、CTRLよりも小さくなっていた。これは、Jordan (1958)を用いることにより、ドロップゾンデに基づく中心気圧と飛行高度から換算した中心気圧が整合的になったためである。CIOPTIMでは、RMSDは11.86 hPaとなり、CTRLやJORDANよりも小さくなった。これは、徳野ら(2009)が、CI数を精度よく決めたことにより、データのばらつきが抑えられたことを反映しているものと思わ

れる。

発達率、緯度、台風サイズ、環境場の海面気圧のいずれかを説明変数として加えた場合 (DEVELOP, LAT, SIZE, PENV), RMSDはCIOPTIMに比べて、0.48-1.40 hPa低下した。このことは、CI数の他に説明変数を追加することで、MSLPのばらつきの一部を説明できるということを示している、これは、Knaff and Zehr (2007)が最大風速と中心気圧の関係について示したのと同様である。特に、緯度やサイズを説明変数として加えた場合には、大きな改善が認められた。

TEST1は、サイズと緯度を別々の独立変数として、4つ全てを説明変数として加えたものである。TEST1のRMSDは9.34 hPaであったが、これは、CTRLに比べると25.5%小さい。このことは、現代的な手法で求められたCI数をもとに、新たな説明変数を考慮した最適化により、中心気圧解析の品質を向上させ、飛行高度と中心気圧の関係を適切に調整した航空機観測と整合させられるということの意味している。

Fig. 5は、航空機観測に基づく中心気圧に対し、CTRLとTEST1のモデルにより得られた中心気圧を比較したものである。この図から、全ての強度において、TEST1がより整合的であるということが明らかである。強度解析誤差が著しく大きな事例の数

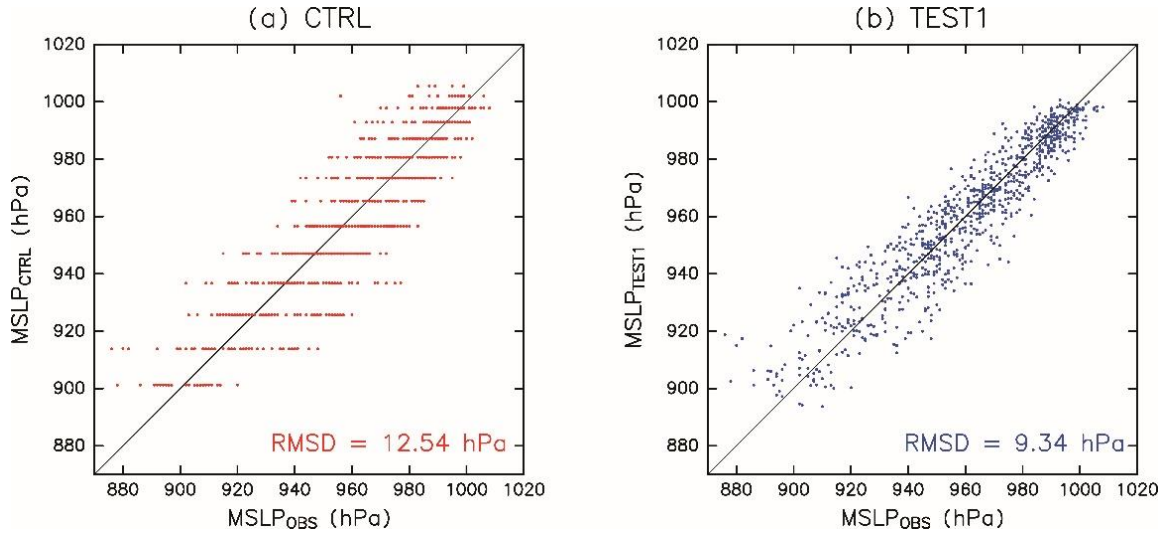


Fig. 5 Comparison of aircraft-based observations and regression models for CTRL and TEST1.

は、TEST1で大幅に減少している (Table 3, Fig. 5). 25 hPa以上のずれが見られた事例の数はCTRLで43事例あったのに対し、TEST1では7事例のみであった. 大外し事例が起こりにくいということは、TEST1の回帰式が安定していることである. ただし、900 hPa未満の台風強度を適切に再現することのできるモデルが一つもなかった点は注意が必要である. これは強度解析上、解決すべき問題だといえよう. この問題には、CI数8.0の雲パターンが、特定されていないことに関係していると考えられる. K90や徳野ら(2009)におけるCI数は最大でも7.5であり、900 hPaを大きく下回るような台風の中心気圧をドボラック法

で得ることはできていない (注: 現在の気象庁現業ドボラック解析では、CI数を8.0とすることがある). 事例数は多くはないものの、この点は将来的に再検討を要するものである.

TEST1において大きな残差が見られた事例のうち3つは1983年台風第10号(Forest)に関するものである. 例えば、1983年9月23日12UTCにおけるT数とCI数はそれぞれ5.5と6.0でTEST1は936 hPaを示している. しかし、ドロップゾンデ観測によって得られた値は902 hPaであった. これは、衛星が小さな台風の目を捉えられなかったことによるものかもしれない. 直径6マイルの小さな円形の眼が存在したことが航空機により報告されている. 一方で、徳野ら(2009)は、衛星画像に基づき、その時刻において、"ragged eye", すなわち、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、中に別の雲を含んでいるものと判別している. もし、衛星画像が現在のように鮮明であったならば、CI数はもっと高かったかもしれない. 別の事例としては1981年台風28号(Kit)の1981年12月19日00UTCの事例が挙げられる. このとき、航空機観測では975 hPaであったが、これはTEST1の出力結果(946 hPa)に比べてかなり弱い. 徳野ら(2009)はこのときのCI数を6.0としたが、JTWCはCI数を4.5としている. この場合、CI数の特定の難しさが解析誤差に影響した可能性がある.

TEST2はTEST1とよく似ているが、サイズと緯度を別々に2つの独立変数として扱うのではなく、サイズと緯度の積を独立変数としたものである. TEST2のRMSDは9.32 hPaであり、TEST1のRMSD(9.34 hPa)に非常に近い値となっている. 台風の循環は極側に

Table 5 Experiment set to check the dependency of the skill of TEST1 on the definition of size (R), environmental pressure (P_{env}), and dataset. The subscripts R, J, and E respectively represent the data from the JMA best track, JRA55, and ERA5. An overbar denotes an area average. Dataset A is the same as that used in Section 4.

dataset	R	P_{env}
A	$R20_E$	$\overline{P_E} (R20_E + 100 < r < R20_E + 300)$
B	$R20_J$	$\overline{P_J} (R20_J + 100 < r < R20_J + 300)$
C	$R30_R$	$\overline{P_E} (R30_R + 100 < r < R30_R + 300)$
D	$R30_R$	$\overline{P_J} (R30_R + 100 < r < R30_R + 300)$
E	$R30_R$	$\overline{P_E} (R30_R + 300 < r < R30_R + 500)$
F	$R30_R$	$\overline{P_J} (R30_R + 300 < r < R30_R + 500)$
G	$ROCI_E$	$P_E (ROCI_E) + 1$
H	$ROCI_J$	$P_J (ROCI_J) + 1$

Table 4 RMSDs (in hPa) in the K-fold cross validation for CTRL, JORDAN, CIOPTIM, TEST1, and TEST2. The category “all” was calculated as the square root of the sum of squared errors in all years.

year	1981	1982	1983	1984	1985	1986	all
CTRL	12.99	11.08	15.35	12.37	10.49	12.40	12.54
JORDAN	12.75	11.03	14.79	12.10	10.20	12.22	12.29
CIOPTIM	12.10	10.65	15.26	11.95	9.26	11.35	11.99
TEST1	10.10	7.80	11.59	10.97	8.97	8.90	9.69
TEST2	9.88	7.90	11.42	10.57	8.95	8.73	9.54
samples	119	256	139	175	47	141	877

動くにつれ広がる傾向にあり，両者には強い相関がある．これは，両者の結果が大きく変わらないことになった原因のひとつと考えられる．

5. 議論

5.1 交差検証

TEST1やTEST2が良い結果を示したのは，複数のパラメータで説明を試みたためだという疑いが残る．TEST1やTEST2のモデルが意義のあるものであることを確かめるため，K-fold法による交差検証を行った．この手法では，1981～1986年のうち，ある5年分を回帰式の構築に用い，残りの1年分を検証用に用いるという作業を繰り返していく．Table 4は，RMSDを表している．TEST1はCTRLに比べて誤差が22.7%小さくなっている．TEST2のモデルは，TEST1よりもやや改善率が上がっている(23.9%)．これは，TEST2において，少ない説明変数でTEST1と同等程度に変数のばらつきを説明できているからであろう．

5.2 サイズおよび環境場の海面気圧の定義に対する依存性

各モデルの成績が，台風のサイズや環境場の海面気圧の選び方にどのように依存しているかを検証した．サイズに関しては，方位角平均した接線風速が20 ktとなる半径(R20)と最も外側にある閉じた等圧線(ROCI)をJRA55とERA5から計算し，さらに，気象庁ベストトラックにおけるR30も用いた．R20やROCIについては，グリッドスケールのノイズの影響を低減するため，3×3グリッドの移動平均をかけた海面気圧場を用意する．そして，移動平均をかけた場の最低値を示す位置を台風の中心位置とする．ROCIの計算手続きは以下のとおりである．(1)台風中心から半径方向に1 km，方位角方向に0.5°ごとに計算格子

点を定義し，海面気圧場を内挿する．(2)ある海面気圧に注目するとき（最初は中心気圧を繰り上げた整数），中心から半径方向に伸びた720本の線上で，それぞれ，その海面気圧を上回る最も内側の格子点を決定する．(3)(2)で決めた格子点をつなぐように等圧線を引いたとき，各直線の半径方向の長さに比べて，接線方向に長いという条件が全ての隣り合う線上で満たされている場合，等圧線が閉じているとみなす．(4)等圧線が閉じているとき，1 hPaを加えて(2)から操作を繰り返す．もし，等圧線が閉じていない場合には，最も外側の閉じた等圧線の中心からの距離の平均値をROCIとする．(5)最後に，ROCIにおける海面気圧に1 hPaを足した値を環境場の海面気圧とする．もし，R20やROCIが100 kmより小さい場合には，台風のサイズは100 kmとした．気象庁ベストトラックにおけるR30は，R30の長径と短径の単純平均とした．これらの設定はTable 5にまとめている．

Table 6は，LAT, PENV, TEST1, TEST2の各回帰式についてのRMSDを示している．概して，成績は再解析データセットの種類には依存していなかった．気象庁ベストトラックにおけるR30を用いた場合のRMSDは，再解析データに基づくR20を用いた場合のRMSDと近い値になっている．実験C, D, E, Fを比較すると，モデルの性能は環境場の海面気圧を定義する半径にもあまり影響されない．ERA5は台風ボーガスを通じたMSLPの利用をしていないにも関わらず，実験Aを用いた場合の性能は良い．ROCIを用いた場合の性能は，PENVについては良いものの，その他では，若干精度が悪くなっている．

6. まとめと結論

気象庁は，CI数を台風強度(最大風速や中心気圧)に変換する際に木場ら(1990)の換算表を用いてきた．近年の研究は，木場らの変換表は平均については妥当

Table 6 Derived equations and RMSDs (in hPa) of SIZE, PENV, TEST1, and TEST2 for the experimental set in Table 5.

name	dataset	equation for P_c	RMSD
SIZE	A	$-1.97CI^2 + 4.09CI - 0.0282R + 999.39$	10.46
	B	$-1.92CI^2 + 3.74CI - 0.0359R + 1005.06$	10.35
	C, D, E, F	$-2.07CI^2 + 6.17CI - 0.0437R + 998.38$	10.26
	G	$-1.89CI^2 + 2.69CI - 0.0169R + 1003.10$	11.17
	H	$-1.87CI^2 + 2.45CI - 0.0190R + 1005.74$	11.20
PENV	A	$-2.00CI^2 + 3.01CI - 14.12 + P_{env}$	11.38
	B	$-2.00CI^2 + 3.01CI - 14.43 + P_{env}$	11.37
	C	$-1.98CI^2 + 2.72CI - 13.15 + P_{env}$	11.19
	D	$-1.97CI^2 + 2.57CI - 12.59 + P_{env}$	11.26
	E	$-1.97CI^2 + 2.62CI - 14.33 + P_{env}$	11.36
	F	$-1.96CI^2 + 2.50CI - 14.04 + P_{env}$	11.37
	G	$-2.06CI^2 + 3.75CI - 16.39 + P_{env}$	11.23
	H	$-2.06CI^2 + 3.68CI - 16.27 + P_{env}$	11.23
TEST1	A	$-2.17CI^2 + 5.43CI + 1.73\delta CI_{24} - 0.367\Phi - 0.0227R - 5.78 + P_{env}$	9.34
	B	$-2.13CI^2 + 5.12CI + 1.65\delta CI_{24} - 0.366\Phi - 0.0279R - 1.88 + P_{env}$	9.32
	C	$-2.19CI^2 + 6.35CI + 1.38\delta CI_{24} - 0.309\Phi - 0.0317R - 6.65 + P_{env}$	9.31
	D	$-2.19CI^2 + 6.27CI + 1.38\delta CI_{24} - 0.315\Phi - 0.0323R - 5.98 + P_{env}$	9.32
	E	$-2.20CI^2 + 6.49CI + 1.37\delta CI_{24} - 0.363\Phi - 0.0320R - 7.36 + P_{env}$	9.34
	F	$-2.20CI^2 + 6.38CI + 1.38\delta CI_{24} - 0.364\Phi - 0.0320R - 7.06 + P_{env}$	9.33
	G	$-2.17CI^2 + 5.43CI + 1.79\delta CI_{24} - 0.463\Phi - 0.0153R - 3.31 + P_{env}$	9.61
	H	$-2.19CI^2 + 5.24CI + 1.76\delta CI_{24} - 0.487\Phi - 0.0173R - 0.580 + P_{env}$	9.60
TEST2	A	$-2.21CI^2 + 5.68CI + 1.39\delta CI_{24} - 0.00113\Phi R - 12.81 + P_{env}$	9.32
	B	$-2.22CI^2 + 5.67CI + 1.27\delta CI_{24} - 0.00118\Phi R - 11.46 + P_{env}$	9.37
	C	$-2.23CI^2 + 6.04CI + 1.22\delta CI_{24} - 0.00122\Phi R - 13.32 + P_{env}$	9.41
	D	$-2.22CI^2 + 5.94CI + 1.22\delta CI_{24} - 0.00124\Phi R - 12.78 + P_{env}$	9.43
	E	$-2.23CI^2 + 6.12CI + 1.22\delta CI_{24} - 0.00128\Phi R - 14.54 + P_{env}$	9.43
	F	$-2.22CI^2 + 6.00CI + 1.24\delta CI_{24} - 0.00128\Phi R - 14.25 + P_{env}$	9.43
	G	$-2.23CI^2 + 5.59CI + 1.59\delta CI_{24} - 0.000808\Phi R - 11.92 + P_{env}$	9.57
	H	$-2.23CI^2 + 5.59CI + 1.50\delta CI_{24} - 0.000845\Phi R - 11.02 + P_{env}$	9.58

だと評価しており、これまでの現業解析や予報に多大なる貢献を果たしてきたことは論を俟たない。しかし、回帰曲線と個別の中心気圧データとの間にあらずれは二乗平均平方根残差(RMSD)にして13.0 hPaにもなると推算される。ゆえに、より良い強度解析を実現するためのモデルを構築することが求められており、そのようなモデルができれば、予報や予報精度の検証も正確になると考えられる。このような現状認識を踏まえ、我々は木場ら(1990)のモデル構築プロセスを再検討し、事例選択、航空機観測データの確認、再解析CI数の利用、説明変数の追加の観点から改善できる可能性があるかどうかを調査した。始めに、事例選択について調査を行った。木場らは12時間ごとの気象庁ベストトラックを用い、生涯最低中心気圧が950 hPa以下となる事例について解析を行っていた。本研究では、6時間ごとの中心気圧を参照値とし、解析時刻の前後3時間に航空機観測データが存在する事例に限定した。飛行高度から中心気

圧への変換については、当時気象庁で用いられていた変換式がバイアスを生んでいたため、変換式を更新したところ、モデルと航空機観測の間のRMSDは小さくなった。また、徳野ら(2009)が現代的な手法で実施したCI数再解析を用い、それに対する最適化を図ったところ、RMSDはさらに減少した。これらの作業に加え、新たな説明変数(発達率、サイズ、緯度、環境場の海面気圧)を中心気圧推定のモデルに加えた。その結果、いずれの説明変数も、RMSDを減少させるのに寄与していた。中でも、サイズや緯度が重要であった。

これらの効果をすべて考慮に入れることにより、以下に示すモデル (Table 2のTEST1及びTEST2) におけるRMSDは構築時において9.34 hPa及び9.32 hPa, K-fold交差検証時において9.69 hPa及び9.54 hPaとなった。

$$P_c = -2.17CI^2 + 5.43CI + 1.73\delta CI_{24} - 0.367\Phi - 0.0227R - 5.78 + P_{env} \quad (7)$$

$$P_c = -2.21CI^2 + 5.68CI + 1.39\delta CI_{24} - 0.00113\Phi R - 12.81 + P_{env} \quad (8)$$

CTRLに比べると、航空機観測値からの残差はモデル構築時において25%以上低下しており (Table 3), 交差検証時には22%以上低下している (Table 4)。もし、木場ら(1990)の元の図表に比べると、最適化によってRMSDは28%以上低下し、9.3 hPaになったことが分かる。回帰式の係数を見ると、あるCI数について、高緯度にある大きな台風で環境場の海面気圧が低いときに、モデルの中心気圧が低くなる。また、回帰式により、実際の台風強度の変化はCI数の変化に遅れている。台風のサイズや緯度の情報を加えることにより中心気圧のばらつきが小さくなるということは、CI数が台風中心付近の構造に関係しているのに対して、中心気圧は周囲の状況にも依存しているということを表しているのであろう。この結果はロバストであるものの、台風のサイズや環境場の海面気圧、あるいは、そのもととなるデータセットに若干の影響されるものであった (Table 6)。新たな回帰式は、直接的には台風強度解析に貢献するものであるが、予測、予測の検証、気候変動影響の監視にも貢献するであろう。

CI数と中心気圧の関係が過去40年間にわたって変化してきた可能性があることについては留意しておく必要がある。この問題については、将来的に、北西太平洋における航空機観測ミッションや、CI数というものの物理的な理解を深めていくことを通じて、再検討すべき点であろう。また、衛星マイクロ波や自動解析ツールはCI数の品質をさらに改善させることに貢献する (Olander and Velden 2019; Oyama 2014)。この点も重要であり、さらなる研究を行う必要がある。

本研究では、最大風速については、それほど議論を行ってこなかった。多くの研究や現業機関では、予報官は始めに最大風速を解析し、その後、最大風速と中心気圧の関係式を用いて中心気圧に変換している。しかし、北西太平洋において、1981～1986年のベストトラックの最大風速は観測値で得ることが難しかったため、中心気圧からの変換に負うところが大きかった。もし、中心気圧を最大風速からの変換によって得る場合、最大風速の解析誤差と変換に掛かる誤差の両方の影響を含むことになる。始めに中心気圧を可能な限り正確に求め、そのあとで、相対的に信頼できる中心気圧を参照して最大風速を導出する方が、科学的には健全である。本研究で示した

ように、中心気圧の不確実性は定量的に測れるということも大きい。もちろん、防災や減災のためには、最大風速を精度よく求めることは非常に重要である。そのためには、Knaff and Zehr (2007)の関係式を通じて、中心気圧を最大風速に変換するというのが一つの方法だろう。というのも、この関係式は、大西洋や北東太平洋の現場観測やリモートセンシング観測に基づいて決められた、相対的に信頼できるものだからである。本研究の範囲を超えるが、他の手法として、北西太平洋における台風中心付近の密なGPSドロップゾンデ観測 (Yamada et al. 2021)、地上レーダーに基づくドップラー風速の観測 (Shimada et al. 2016)、合成開口レーダーによる風速観測 (Zhang et al. 2014) も考えられる。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、有益な議論をさせていただいたJohn Knaff博士、山田広幸博士、堀之内武博士、小山亮博士、西村修二氏、饒村曜氏に感謝する。また、翻訳作業補助にあたってくださった平野花氏にも感謝申し上げる。本研究は、ムーンショットプロジェクトJPMJMS2282-06、及び、科研費JSPS KAKENHI Grant Number 21H04992の援助を受けた。CI数や航空機観測のデータをご提供いただいたRSMC Tokyo及びJTWCにも感謝したい。なお、本研究は著者の研究を目的として行われたものであり、気象庁の公式見解を示すものではない。

台風のベストトラックデータはRSMC東京のホームページ (<https://www.jma.go.jp/jma/jmaeng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/trackarchives.html>) より取得した。ドボラック再解析の結果は、RSMC東京にご提供いただいた。1981～1985年の航空機観測データはJTWCのホームページ (<https://www.metoc.navy.mil/jtwc/jtwc.html?cyclone>) から取得し、1986年の航空機観測データは、JTWCにご提供いただいた。研究の対象とした期間における航空機観測データは、気象庁が毎月出版していた気象要覧第967～1036号からも取得可能である。ERA5のデータはCopernicusのホームページ (<https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-singlelevels?tab=overview>) から取得した。

なお、本論文は、Aizawa et al. (2024)の和訳に軽微な修正を施したものである。翻訳原稿の掲載に関し、ご協力下さった関係各位に御礼申し上げます。

参考文献

気象庁 (1990) : 予報作業指針 台風予報, 150 pp.

- 北畠尚子・加藤浩司・徳野正己 (2018) : 1980 年代の航空機観測を用いた北西太平洋の台風の中心気圧とドボラック法 CI 数の関係に関する再調査, 気象庁研究時報, 第67巻, pp. 1-20.
- 木場博之, 萩原武士, 小佐野慎悟, 明石秀平 (1990): 台風のCI数と中心気圧及び最大風速の関係, 研究時報, Vol. 42, No. 2, pp. 59-67.
- 徳野正己・吉田資朗・小司晶子・酒井誠・広畑雅哉 (2009) : 台風再解析CI数と中心気圧及び最大風速の関係, 日本気象学会秋季大会, 福岡.
- Aizawa, M., K. Ito, and U. Shimada (2024): Revisiting Koba's relationship to improve minimum sea-level pressure estimates of western North Pacific tropical cyclones. *J. Meteorol. Soc. Japan*, Vol. 102, No. 3, pp. 377-390.
- Atkinson, G. D., and C. R. Holliday (1977): Tropical cyclone minimum sea level pressure/maximum sustained wind relationship for the western North Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 105, No. 4, pp. 421-427.
- Bai, L., H. Yu, P. G. Black, Y. Xu, M. Ying, J. Tang, and R. Guo (2019): Reexamination of the tropical cyclone wind-pressure relationship based on pre-1987 aircraft data in the western North Pacific, *Wea. Forecasting*, Vol. 34, No.6, pp. 1939-1954.
- Bai, L., Y. Xu, J. Tang, and R. Guo (2023): Interagency discrepancies in tropical cyclone intensity estimates over the western North Pacific in recent years, *Atmos. Sci. Lett.*, 24, e1132, doi:10.1002/asl.1132.
- Courtney, J., and J. Knaff (2009): Adapting the Knaff and Zehr wind-pressure relationship for operational use in Tropical Cyclone Warning Centres, *Aust. Meteor. Oceanogr. J.*, Vol. 58, No. 3, pp. 167-179.
- Dvorak, V. F. (1975): Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 103, No. 5, pp. 420-430.
- Dvorak, V. F. (1984): Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, 56 pp.
- Hersbach, H., B. Bell, P. Berrisford, S. Hirahara, A. Horányi, J. Muñoz-Sabater, J. Nicolas, C. Peubey, R. Radu, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, X. Abellan, G. Balsamo, P. Bechtold, G. Biavati, J. Bidlot, M. Bonavita, G. D. Chiara, P. Dahlgren, D. Dee, M. Diamantakis, R. Dragani, J. Flemming, R. Forbes, M. Fuentes, A. Geer, L. Haimberger, S. Healy, R. J. Hogan, E. Hólm, M. Janisková, S. Keeley, P. Laloyaux, P. Lopez, C. Lupu, G. Radnoti, P. de Rosnay, I. Rozum, F. Vamborg, S. Villaume, and J.-N. Thépaut (2020): The ERA5 global reanalysis, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 146, No. 730, pp. 1999-2049.
- Ito, K., H. Yamada, M. Yamaguchi, T. Nakazawa, N. Nagahama, K. Shimizu, T. Ohigashi, T. Shinoda, and K. Tsuboki (2018): Analysis and forecast using dropsonde data from the inner-core region of Tropical Cyclone Lan (2017) obtained during the first aircraft missions of T-PARCII, SOLA, Vol. 14, pp. 105-110.
- Jordan, C. L. (1958): Estimation of surface central pressures in tropical cyclones from aircraft observations, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 39, No. 7, pp. 345-352.
- Kawabata, Y., U. Shimada, and M. Yamaguchi (2023): The 30-year (1987-2016) trend of strong typhoons and genesis locations found in the Japan Meteorological Agency's Dvorak reanalysis data, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 101, No. 6, pp. 435-443.
- Knaff, J. A., and R. M. Zehr (2007): Reexamination of tropical cyclone wind-pressure relationships, *Wea. Forecasting*, Vol. 22, No. 1, pp. 71-88.
- Koba, H., T. Hagiwara, S. Osano, and S. Akashi (1991a): Relationships between CI number and minimum sea level pressure/maximum wind speed of tropical cyclones, *Geophys. Mag.*, Vol. 44, pp. 15-25.
- Koba, H., S. Osano, T. Hagiwara, S. Akashi, and T. Kikuchi (1991b): A new rule of CI number determination in the Dvorak technique for tropical cyclones crossing the Philippine Islands, *Geophys. Mag.*, Vol. 44, pp. 7-13.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi (2015): The JRA55 reanalysis: General specifications and basic characteristics, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 93, pp. 5-48.
- Lushine, J. B. (1977): A relationship between weakening of tropical cyclone cloud patterns and lessening of wind speed, NOAA Technical Memorandum, Vol. 85, 12 pp.
- Nakazawa, T., and S. Hoshino (2009): Intercomparison of Dvorak parameters in the tropical cyclone datasets over the western North Pacific, SOLA, Vol. 5, pp. 33-36.
- Olander, T. L., and C. S. Velden (2019): The

- advanced Dvorak technique (ADT) for estimating tropical cyclone intensity: Update and new capabilities, *Wea. Forecasting*, Vol. 34, No. 4, pp. 905–922.
- Oyama, R. (2014): Algorithm and validation of a tropical cyclone central pressure estimation method based on warm core intensity as observed using the Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A), *RSMC Tokyo Technical Review*, 17 pp.
- Shimada, U., M. Sawada, and H. Yamada (2016): Evaluation of the accuracy and utility of tropical cyclone intensity estimation using single ground-based Doppler radar observations, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 144, No. 5, pp. 1823–1840.
- Takahashi, K. (1952): Techniques of the typhoon forecast, *Geophys. Mag.*, Vol. 24, pp. 1–8.
- Velden, C., B. Harper, F. Wells, J. L. Beven II, R. Zehr, T. Olander, M. Mayfield, C. C. Guard, M. Lander, R. Edson, L. Avila, A. Burton, M. Turk, A. Kikuchi, A. Christian, P. Caroff, and P. McCrone (2006): The Dvorak tropical cyclone intensity estimation technique: A satellite-based method that has endured for over 30 years, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 87, No. 9, pp. 1195–1210.
- Yamada, H., K. Ito, T. Shinoda, T. Daito, M. Yamaguchi, T. Nakazawa, N. Nagahama, and K. Shimizu (2021): The double warm-core structure of Typhoon Lan (2017) as observed through the first Japanese eyewall-penetrating aircraft reconnaissance, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 99, No. 5, pp. 1297–1327.
- Zhang, B., W. Perrie, J. A. Zhang, E. W. Uhlhorn, and Y. He (2014): High-resolution hurricane vector winds from C-band dual-polarization SAR observations, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, Vol. 31, No. 2, pp. 272–286.

付 録

本文では、航空機観測を用いて、中心気圧を出力する回帰式を信頼できる形で構築することを目的としていたが、気象庁ベストトラックを参照値として、中心気圧や最大風速に関する回帰式を構築することも現業解析にとっては有益かもしれない。

そこで、4節と同じ事例、サイズ、環境場の海面気圧を用いて回帰式を構築した。ただし、最大風速の最適化には、環境場の海面気圧は用いていない。得られた回帰式とそのRSMDをTable S1に示している。

概して、気象庁ベストトラックの中心気圧を参照値としたときのRSMDは航空機観測を参照値とした場合のRSMDに比べて小さくなっている。航空機観測に基づく中心気圧と気象庁ベストトラックにおける中心気圧の相関は非常に高い値を示していた(0.99)が、19個の事例においては、差異が10 hPaを超えていた。そのような事例の大部分においては、航空機観測に基づいて観測された台風の急発達、気象庁ベストトラックでは緩やかな変化に変わっていた。予報官によるこのような修正が、適切であったかどうかについて、著者は確信が持てない。ただ、参照値を変更してRSMDが小さくなったということが、性能向上を意味するわけではないことには注意が必要である。というのも、現実の台風は急発達しているのに対して、回帰モデルが急発達を予測するのが苦手であるということも考えられるからである。

気象庁ベストトラックとモデル間における最大風速の間のRSMDは、CI数の変化と緯度、サイズを考慮することにより、20%以上低下している。ただし、2.2節で述べたように、気象庁ベストトラック上の最大風速は、気象庁ベストトラックの中心気圧に大きく依存しており、現実の最大風速とは異なる可能性があることに注意が必要である。

(論文受理日：2024年8月30日)

Table S1 The derived equations and RMSDs with respect to the RSMC Tokyo best track data. The units of RMSDs for MSLP and Vmax are hPa and kt, respectively.

metric	name	regression equation	RMSD
MSLP	CTRL	$-1.53\text{CI}^2 - 3.03\text{CI} + 1010.01$	12.29
	CIOPTIM	$-1.89\text{CI}^2 + 2.40\text{CI} + 993.79$	11.63
	CICHANGE	$-1.92\text{CI}^2 + 1.88\text{CI} + 3.40\delta\text{CI}_{24} + 995.91$	10.95
	LAT	$-2.25\text{CI}^2 + 6.30\text{CI} - 0.944\Phi + 1001.60$	10.27
	SIZE	$-1.90\text{CI}^2 + 3.84\text{CI} - 0.0282R + 993.33$	10.20
	PENV	$-1.93\text{CI}^2 + 2.76\text{CI} - 14.46 + P_{\text{env}}$	11.22
	TEST1	$-2.10\text{CI}^2 + 5.05\text{CI} + 2.27\delta\text{CI}_{24} - 0.361\Phi - 0.0223R - 5.90 + P_{\text{env}}$	8.95
	TEST2	$-2.15\text{CI}^2 + 5.30\text{CI} + 1.94\delta\text{CI}_{24} - 0.00111\Phi R - 12.80 + P_{\text{env}}$	8.92
Vmax	CTRL	$0.09\text{CI}^2 + 13.49\text{CI} + 8.38$	11.42
	CIOPTIM	$0.558\text{CI}^2 + 6.63\text{CI} + 28.97$	10.50
	CICHANGE	$0.591\text{CI}^2 + 7.13\text{CI} - 3.32\delta\text{CI}_{24} + 26.90$	9.78
	LAT	$0.834\text{CI}^2 + 3.70\text{CI} + 0.709\Phi + 23.11$	9.66
	SIZE	$0.569\text{CI}^2 + 5.42\text{CI} + 0.0235R + 24.58$	9.40
	TEST1	$0.697\text{CI}^2 + 4.89\text{CI} - 2.28\delta\text{CI}_{24} + 0.276\Phi + 0.0184R + 21.84$	8.76
	TEST2	$0.732\text{CI}^2 + 4.72\text{CI} - 2.03\delta\text{CI}_{24} + 0.000869\Phi R + 27.36$	8.81