

第 5 章 CHIPS¹

5-1 CHIPS とは

CHIPS とはマサチューセッツ工科大学 (MIT) の Kerry Emanuel 教授が開発した大気海洋結合台風軸対称モデル (CHIPS; Emanuel *et al.* 2004) である。それを、北西太平洋の台風向け (気象庁版) に修正したものをここでは JCHIPS と呼ぶ。台風周辺の環境場と初期渦に関するパラメータ等を入力することで、簡易化した方程式系において、台風の軸対称構造の発達を予報し、台風の最大風速および中心気圧を出力する。現業予報センターでは、JTWC が台風強度のコンセンサス予報を構成する一メンバーとして CHIPS を利用している (Sampson and Knaff 2014)。

台風強度は中心付近の複雑な対流活動・内部コア力学に依存していると考えられるため (Charney and Eliassen 1964; Miyamoto and Takemi 2013; Emanuel and Zhang 2016)、これまでは様々な物理過程を含んだ高解像度非静力学モデルの開発に多くの資源が費やされてきた。それにもかかわらず、精緻な 3 次元非静力学モデルを用いた台風強度予報は必ずしも良い成績を残しているとは言えない (Emanuel *et al.* 2004; DeMaria *et al.* 2014)。むしろ、環境場の外的要因の影響を重視して簡易な力学 (内部プロセス) のみ解く CHIPS、統計力学モデル SHIPS (第 2 章参照)、LGEM (第 3 章参照) といった簡易モデルの方が、高い強度予報精度を示している (Emanuel *et al.* 2004; DeMaria *et al.* 2014; Emanuel and Zhang 2016)。このことは、「内部プロセスによる強度変化量を正確に解くことで強度を予測する試みは難しい」ということを示唆している。対流活動は数分から数十分の時間スケールを持つうえ、最大風速や中心気圧には 1 時間以内にその応答が現れる (e.g. Ito *et al.* 2011)。精緻な非静力学モデルを用いて、12 時間から数日という予報時間で意味のある強度予報を出すためには、内部の力学・熱力学過程が最終的に強度変化に至る過程を、非常に高い精度で解く必要がある。加えて、数値モデルを解く上で、高い精度の初期値を与えることが不可欠であるが、観測の乏しい海洋上では精度の良い初期値を得ることは困難である。それに対し、CHIPS は台風の発達における基本的な内部プロセスを記述する簡易化された方程式を解いた上で、環境場の影響を考慮している。環境場の変化 (背景風の鉛直シアや中層相対湿度など) に対し、ごく短時間で調節過程・対流などを通じた不安定の解消が進み、常に傾度風平衡・静水圧平衡の状態にあると仮定して、内部プロセスを陽には解かない (雲物理などは扱わない、軸対称構造のみ考慮など) という簡略化を施すことで、精緻な非静力学モデルが直面する困難 (高精度な力学・熱力学過程と精度の高い初期値に対する台風強度変化の鋭敏性) を避けることができる。言い換えると、台風強度変化は、第一近似的には傾度風平衡、静水圧平衡、環境場の変化を考慮することで、ある程度予測できる。この点こそが、CHIPS の数日スケールの予報精度が良い (Emanuel *et al.* 2004) 理由だと考えられる。一方、簡略化による欠点として、温低化時や非軸対称構造が卓越した事例は CHIPS で強度変化を扱うのは不向きである。さらに、近年の非静力学モデルの改善やデータ同化による初期値推定精度の向上などにより、非静力学モデルによる台風の強度予測誤差が減少している (Marks and Kurkowski 2018)、一概には CHIPS の方が精緻な非静力学モデルより予報精度が良いとは言えない状況になっている。

次に Emanuel *et al.* (1989, 1995, 2004) に基づいて CHIPS の概要について紹介する。CHIPS は大気側には軸対称、静水圧平衡、傾度風平衡、斜向対流中立 (絶対角運動量面に沿って湿潤断熱) を仮定したモデル (Emanuel 1989, 1995) である。この大気モデルの開発目的は、Rotunno and Emanuel (1987) で示された、大気海洋間の熱力学的非平衡状態をエネルギー源として (台風と風による蒸発フィードバックで) 発達する・しない擾乱の違いが何かを簡易モデルで調査するためであった (wind-induced surface heat exchange という言葉は使われていないが、それを示唆する言葉として、“feedback between

¹ 沢田雅洋

the cyclone and wind-induced evaporation” とある)。半径方向にはポテンシャル半径 R ($R^2 = \frac{2rV}{f} + r^2$)、

鉛直には大まかに3層（上層、中下層、境界層～雲下層であるが、変数により定義される高度あるいは層が異なる）の座標系を用いている。ポテンシャル半径を用いるのは、渦度の大きい領域に格子を密に配置できると対流調節が絶対角運動量面に沿って表現できる（角運動量輸送を鉛直運動とみなせる）という利点があるためである。以下に Emanuel (1995) に従って予報方程式を記述する（各変数は無次元化されていることに注意。例えば、 r, R は $x^{1/2}/f$ で無次元化など。詳細、式の導出は Emanuel (1989, 1995) を参照）。

$$\frac{\partial r_b^2}{\partial \tau} = \psi_0 - \psi + D_b \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial r_t^2}{\partial \tau} = \psi + D_t \quad (5.2)$$

$$\frac{\partial x^*}{\partial \tau} = Q \left(M_u + M_d - \frac{\partial \psi}{\partial r_t^2} \right) + D_{x^*} - \text{rad} \quad (5.3)$$

$$\begin{aligned} \gamma \frac{\partial x_b}{\partial \tau} = \psi_0 \frac{\partial x_b}{\partial r_b^2} - \frac{1}{2} (|w_e| - w_e + |M_d| - M_d)(x_b - x_m) \\ + \frac{C_k}{C_d} (1 + c|V_b|)|V_b|(x_s^* - x_b) \end{aligned} \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial x_m}{\partial \tau} = -\frac{1}{2} (|w_e| + w_e)(x_b - x_m) + M_u(x_b - x_m) [A_{\max}(1 - \epsilon_p) + A_{\min} \epsilon_p] - \frac{\Gamma_m}{\Gamma_d} \text{rad} \quad (5.5)$$

$$\frac{\partial M_u}{\partial \tau} = \psi_0 \frac{\partial M_u}{\partial r_b^2} + \frac{(M_{ueq} - M_u)}{\tau_e} \quad (5.6)$$

r は物理半径、 ψ_0 と ψ はそれぞれ境界層上端の質量流線関数と対流圏中層の質量流線関数、 τ は時間、 D は摩擦（および乱流混合）、 rad は放射冷却、 γ は境界層の厚さ、 w_e は境界層上端の雲域外の鉛直流（負を仮定）、 C_k と C_d はそれぞれ熱と運動量の海面交換係数、 c は海面フラックスの風速依存性、 M_u と M_d 、 M_{ueq} はそれぞれ雲底での対流性上向きマスフラックスと下向きマスフラックス、平衡上向きマスフラックス、 Q は乾燥静的安定度、 A_{\max} と A_{\min} はそれぞれ雲域からの高エントロピーの最大、最小デトレインメント率、 ϵ_p は降水効率、 Γ_m と Γ_d は湿潤と乾燥断熱減率、 τ_e は対流の時間スケールである。添え字 b は境界層 (boundary layer あるいは subcloud layer)、 t はモデル上端、 $*$ は飽和 (x^* は対流圏中層、 x_s^* は海面)、 m は対流圏下層 (Emanuel (2004) では中層)、 s は海面を表す。

式(5.1), (5.2) は物理半径の予報方程式で角運動量・質量保存則などから導出される。ポテンシャル半径の定義より、接線風 $V_b = (R^2 - r_b^2)/2r_b$ と診断される。つまり、 r_b の減少が接線風増加（台風の発達）となる。質量流線関数の鉛直勾配 $\psi_0 - \psi$ は動径風に相当し、負の時に中心への吹き込みを表す。式(5.3), 式(5.4), 式(5.5) は湿潤エントロピーの予報方程式で熱力学保存則などから導出される。式(5.3) 右辺第一項は対流フラックスによる湿潤エントロピー輸送、第二項と第三項はそれぞれ乱流混合、放射冷却による寄与を示す。式(5.4) 右辺第一項は動径方向の湿潤エントロピー輸送、第二項は対流フラックスによる湿潤エントロピー輸送、第三項は海面フラックスである。式(5.6) はマスフラックスの予報方程式である。

また、湿潤エントロピー s は以下で定義される変数 x を用いて書き直されている。

$$x^* = (T_s - T_t)(s^* - s_{bi})$$

$$x_b = (T_s - T_t)(s_b - s_{bi})$$

$$x_m = (T_s - T_t)(s_m - s_{bi})$$

T_s と T_t はそれぞれ海面水温と上層アウトフロー温度、 s_{bi} は環境場の雲下層湿潤エントロピーを表す。定義より、 $x_m \leq 0$ となる ($s_m = c_p \ln \theta_e$ は対流圏下層の湿潤エントロピーで、 s_{bi} より小さい)。このように、大気側の予報変数は、物理半径2つ、湿潤エントロピーに相当する変数3つ、上向きマスフラックス1つの計6つである。上記の予報方程式の他、いくつかの診断方程式を組み合わせ、モデルの時間積分が実行される。接線風速、地上気圧は以下の診断方程式から得られる。

$$V_b = \frac{1}{2} \frac{R^2 - r_b^2}{r_b} \quad (5.7)$$

$$\frac{\partial}{\partial R} \left[P + x^* + \frac{1}{8} \left(\frac{R^4}{r_b^2} + r_b^2 \right) \right] = \frac{1}{2} \frac{R^3}{r_t^2} \quad (5.8)$$

V_b は境界層内の接線風速 (ポテンシャル半径 R の定義から導出)、 P は地上気圧 (旋衡風平衡から導出) である。

海洋モデルはバルクリチャードソン数によるエントレインメントのパラメータ化、台風下の海上風により駆動された混合層の海流を取り込んだ鉛直1次元海洋モデル (Schade and Emanuel 1999) である。鉛直1次元のみ考慮するので、エクマン湧昇などの3次元的な海洋応答は扱わない。しかし、この効果が顕著になるのは台風の移動速度が遅い事例で、Yablonsky and Ginis (2009)によれば、5m/s以上の移動速度ならば鉛直1次元モデルでも海水温低下を十分に再現できると述べられている。

先にも述べた通り、精緻な3次元モデルに比べて計算コストは非常に軽く、ノートパソコン等で5日予報に係る計算時間は十秒弱である (予報部分のみ)。

5-2 使用データ

モデルに入力する環境場は鉛直シア、中層湿度、下層湿度、周辺場の海面気圧、海面水温、海洋混合層の深さ等が与えられる。環境場は気象庁全球モデル (GSM) による熱帯低気圧予報進路に沿った場から計算される。移動速度はこの熱帯低気圧進路予報から与えられる。上陸判定には台風中心の標高が利用される。標高がゼロを超える値の場合に上陸と判定するが、時間積分はそのまま続ける。

初期渦に関するパラメータは最大風速、最大風速半径を設定し、これらを元に風速場を作成する。予報実験では、最大風速はベストトラックの値を使用した。最大風速半径はベストトラックには含まれていないため、70kmに固定した。

台風内部の気温・水蒸気場 (CHIPSの予報変数としては、湿潤エントロピー x_m)の初期値は観測データに基づいて与えるのが困難である。GSMは水平解像度が20kmとCHIPSで使用する半径方向の解像度数kmと比べて粗く、台風内部の構造を十分に表現できない。そこで、ベストトラックなどの台風の強度変化率に近づくように、Emanuel *et al.* (2004)では中層の湿潤エントロピーの予報方程式 (5.5) に以下のような項を加えて、予報を開始する日時の1~2日前から初期値化 (スピンアップ) を行っている。

$$\frac{\partial x_m}{\partial \tau} = \dots + \gamma_{vi} (V_{obs} - V_{max})(x_m - x_{m0}) \quad (5.9)$$

γ_{vi} は定数 (0~1)、 V_{obs} はベストトラック最大風速、 V_{max} はCHIPSでの予報変数から (5.7) を用いて診断された最大接線風速、 x_{m0} は環境場の湿潤エントロピー (初期の中層エントロピー欠損) である。 x_m 、 x_{m0} はそれぞれ負の値で、 $x_m > x_{m0}$ となる。よって、 $V_{max} < V_{obs}$ ならば式 (5.9) 右辺の追加項は正となり、

x_m を増加する方向に働く。

鉛直シアにより乾燥空気が台風中心付近に輸送される (Ventilation, Gray 1968) 影響を取り込むため、中層の湿潤エントロピーの予報方程式に以下のような項を加えている。

$$\frac{\partial x_m}{\partial \tau} = \dots - \alpha V_{shear}^2 V_{max}^2 (x_m - x_{m0}) \quad (5.10)$$

α は定数 (=0.02)、 V_{shear} は 850hPa と 200hPa の鉛直シアで、環境場パラメータとして与えられる。 α の値と式 (5.10) 右辺中の V_{shear} および V_{max} の指数は重回帰から決められた経験式である。 $x_m > x_{m0}$ となるので、環境場として与えられる鉛直シアや CHIPS 内で診断される最大接線風速が強いほど x_m を減らす方向に働く。

上陸による海面からの水蒸気供給の減少は、エンタルピーの交換係数を標高で線形に減少させることで表現され、標高 40m でゼロとなるように設定されている。CHIPS に入力する変数一覧について、表 5.1 にまとめる。

Emanuel *et al.* (2004) では NCEP/NCAR 再解析値の日平均値と週に 1 回更新される海面水温から得られるポテンシャル強度、海洋混合層と混合層の成層安定度は 1 か月平均の気候値 (Levitas 1982) を入力として CHIPS を駆動し、その精度評価を行っている。2002 年の大西洋域のハリケーンについての検証結果によると (Emanuel *et al.* (2004) の Fig. 4)、72 時間予報で最大風速の 2 乗平均平方根誤差 (RMSE) は約 25.5kts で、当時の力学モデル (GFDL) や統計力学モデル SHIPS より誤差は小さいことが示されている²。

5-3 気象庁版 CHIPS (JCHIPS) の構築

GSM から入力する大気環境場 (鉛直シア、中層湿度)、気象庁が作成している Merged Global Daily SST (栗原ら, 2006) から海面水温を与える。海洋混合層と混合層の成層安定度は ECMWF- Ocean ReAnalysis System 4 (ORAS4: Balmaseda *et al.* 2013) の 30 年分 (1980-2009 年) から作成した気候値を用いる。標高データは GTOPO30 を 0.1 度格子に粗視化したものから作成した。ただし、台風中心のみの値ではなく、半径 100km 内で重み付き平均して標高パラメータを作成した。スピンアップ期間は 5

表 5.1 入力変数一覧

入力変数	変数の定義や説明
初期の最大風速	ベストトラック
初期の最大風速半径	70km で固定
初期の風速ゼロとする半径	350km で固定
海面水温	半径 200km 内で平均
上層アウトフローの温度	半径 800km 内で平均
地上付近の環境場相対湿度	75%で固定。GSM 予報値を入力とすると感度が大き過ぎたため。
鉛直シア (850-200hPa)	半径 800km 内で平均
中下層の環境場相対湿度	高度 600hPa、半径 800km 内で平均
環境場地上気圧	半径 800km 内で平均
環境場海洋混合層深さ	ORAS4 気候値、半径 200km 内で平均
海洋混合層水温成層	ORAS4 気候値、半径 200km 内で平均
半径方向の格子数	40
積分間隔	20 秒
半径方向の境界	1200km

² <http://hurricanes.ral.ucar.edu/repository/models/chip.php>

日間とした。大気環境場は台風中心から 800km 内、海洋環境場は 200km 内で平均した値とした。

CHIPS の元論文である Emanuel *et al.* (2004) では初期値化に用いる γ_{vi} は 0~1 の間の数字とあるのみで具体的な値は分からない。そこで、 γ_{vi} に対する台風強度予報への依存性を調べた。初期値化に用いる γ_{vi} は、大きいほどベストトラック強度に至る時間が短くなり、初期誤差（速報解析あるいはベストトラックとの差）が大きい事例は減少するが、 γ_{vi} が大きすぎると式 (5.9) で加えた項が大きくなり過ぎて、計算が破綻（異常終了）する事例が増加する傾向が見られた（表 5.2）。全事例数 2805 個に対して異常終了する事例は、35 ~ 55 個（2% 弱）であった。異常終了はしなくともスピニアップがうまくいかず、初期誤差が大きくなる事例も見受けられた。初期誤差が 20hPa より大きくなった事例は 63~145 個（2.3 ~ 5.2%）であった。 γ に対する初期誤差の依存性を図 5.1 に示す。 γ が大きいほど、初期誤差が小さいカテゴリ（ ± 5 hPa 内）の割合が増加することが分かる。一方、初期誤差が 30hPa より大きい割合や異常終了の割合が大きくなる。ここでは、初期誤差が 20hPa 内に収まった事例数の最も多かった $\gamma_{vi}=0.5$ を使用して、以降の検証結果を示す。最大風速についても同じ条件での検証結果を示す。

5-4 精度検証

5-4-1 統計検証

予報実験は 2012-2015 年に発生した台風について行った。中心気圧は 2693 事例、最大風速は 2222 事例について、それぞれ検証を行った。結果を図 5.2 に示す。中心気圧、最大風速ともに誤差の時間変化は似ている。バイアスを見ると、FT=06 で中心気圧（最大風速）は約 3hPa（3kt）で実況より弱めに予報し、徐々にバイアスは小さくなり、FT=96 でバイアスが反転して、FT=132 で約 3hPa（2kt）の過発達となる。RMSE、MAE とともに FT=60 付近で誤差がほぼ飽和し、それぞれ約 22.3hPa、17.5hPa（20.9kt、

表 5.2 初期値化に使用する γ_{vi} に対する予報実験の異常終了事例数および初期誤差の大きい事例数の依存性。予報実験は 2805 事例。カッコ内は全体に対する割合。ただし、下段は正常終了した全事例に対する割合（%）。

γ_{vi}	0.1	0.3	0.5	0.7	0.9
予報実験が異常終了した事例数	35 (1.2)	47 (1.7)	49 (1.7)	51 (1.8)	55 (2.0)
初期誤差が 20hPa 以上の事例数	145 (5.2)	77 (2.8)	63 (2.3)	70 (2.5)	76 (2.8)

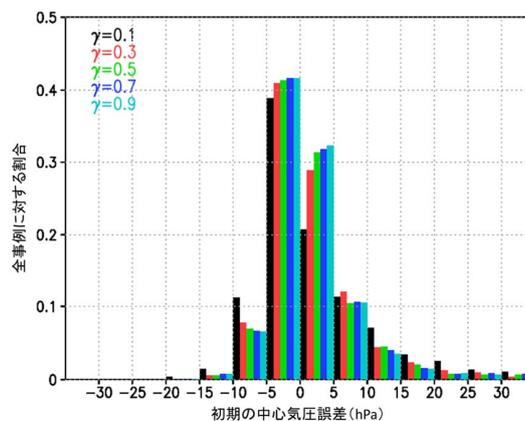


図 5.1 初期値化に使用する γ に対する初期誤差の依存性。横軸は 5hPa 刻み。縦軸は各初期誤差に対する事例の割合。

16.9kt) の大きさである。

図 5.3 は強度変化率別に分けた 72 時間予報誤差を示す。最大風速については中心気圧の誤差傾向と同様であるため、図は示さない。バイアスを見ると、実況で深まった時 (FT=72 で 70hPa 以上の気圧低下) に 25hPa 以上の正バイアス (実況より弱め) が見られる。強度変化量が小さい時 (FT=72 で ± 10 hPa の気圧変化) は、負バイアスとなり、過発達傾向となる。RMSE、MAE とともに実況で深まった時 (FT=72 で 70hPa 以上の気圧低下) にそれぞれ 30hPa、25hPa 以上の誤差がある。実況で衰弱傾向であるほど、RMSE、MAE は小さくなる。強度変化別に分けた検証の注意点として、強度変化量が小さくとも、72 時間内で発達・衰弱の過程を経ているものも含まれており、実況の強度変化と全く異なる可能性もある。

5-4-2 事例検証

ここでは、JCHIPS での予報結果の良かった事例・悪かった事例をそれぞれ一つ紹介する。良かった事例の例として、2015 年台風第 15 号の予報結果 (初期値は 2015 年 8 月 14 日 12UTC) を図 5.4 に示す。JCHIPS はベストトラックに比べて予報開始から 36 時間まで弱めに発達させるが、それ以降は発達傾向をよく捉えている。図 5.4 で最大発達した時刻 (FT=42-66) に注目すると、ベストトラックは Pmin が 45hPa 低下 (Vmax が 35kt 増加) に対して、JCHIPS は Pmin が 40hPa 低下 (Vmax が 36kt 増加) と急激な発達を再現した。一方、GSM は緩い発達を示し、Pmin が 7hPa (10kt) の発達で、実況の強度変化を捉えていなかった。

JCHIPS の強度予報精度の悪かった事例として、2015 年台風第 23 号 (初期値は 2015 年 10 月 2 日 12UTC) の予測結果を図 5.5 に示す。この事例では、GSM がベストトラックとほぼ同様の強度変化傾向を示すが、JCHIPS は FT12 以降に急発達させ、ベストトラックでは最大強度は 965hPa (60kt) に対し、JCHIPS は 912hPa (110kt) と 53hPa (50kt) の過発達傾向となる。JCHIPS ではこのような過発達事例が多数見受けられ、環境場の条件が台風の発達に都合が良いと (過) 発達を抑止できないことがあった。初期値化による中層湿潤エントロピーの与え方や環境場に応じて過発達をしないような改良が必要と考えられる。

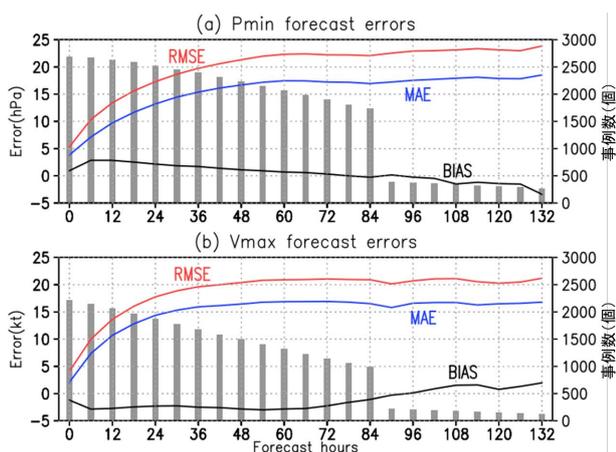


図 5.2 CHIPS の平方根平均二乗誤差 (RMSE、赤線)、平均絶対誤差 (MAE、青線)、系統誤差 (BIAS、黒線)。(a) Pmin、(b) Vmax の検証結果。単位は (a) hPa、(b) kt で左 y 軸に対応。灰色の縦棒は検証事例数で右 y 軸に対応。検証対象は 2012 ~ 2015 年の全台風、全初期時刻の予測 (00, 06, 18UTC 初期時刻は予測時間 84 時間まで、12UTC 初期時刻は 132 時間まで)。

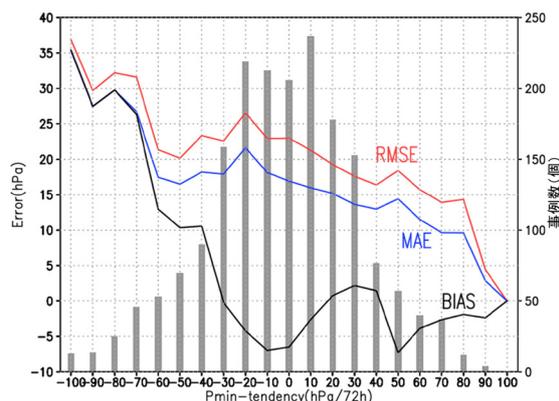


図 5.3 強度変化別に分けた 72 時間予報の CHIPS の RMSE (赤線)、MAE (青線)、BIAS (黒線)。単位は hPa で左 y 軸に対応。灰色の縦棒は検証事例数で右 y 軸に対応。検証対象は 2012 ~ 2015 年の全台風。

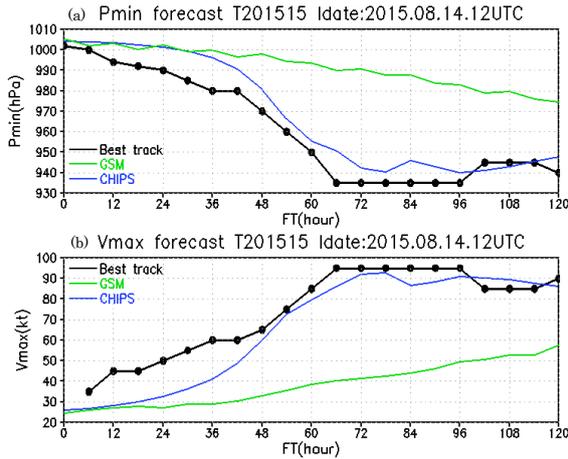


図 5.4 2015 年台風第 15 号 (Goni) の予報実験結果。予報開始時刻は 2015 年 8 月 14 日 12UTC。(a) 中心気圧、(b) 最大風速。黒線はベストトラック、緑線は GSM、青線は CHIPS の予報結果。

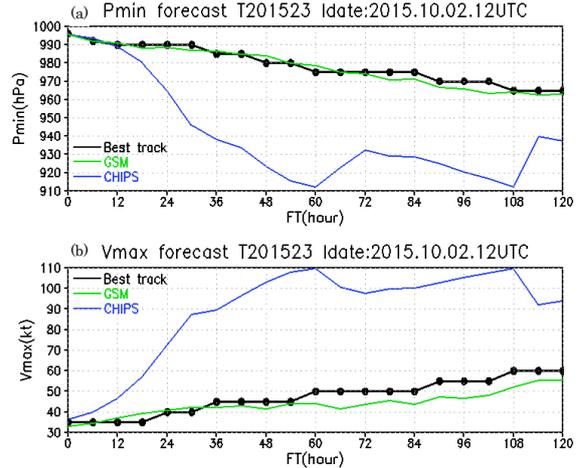


図 5.5 2015 年台風第 23 号 (Chio-wan) の予報実験結果。予報開始時刻は 2015 年 10 月 2 日 12UTC。(a) 中心気圧、(b) 最大風速。黒線はベストトラック、緑線は GSM、青線は CHIPS の予報結果。

5-5 まとめと今後の展望

大気海洋結合台風軸対称モデル CHIPS を Kerry Emanuel 氏から提供いただき、気象庁 GSM などを入力値として、132 時間先までの台風強度予報実験が行えるように開発した。それを用いて、過去 4 年分の台風（検証に用いた事例数は 2639 事例）について強度予報を行い、検証を行った。その結果、事例別に見ると、GSM では再現されていない急発達する事例を捉えている事例が複数見られた。また、発達するタイミングはずれているが、生涯到達最大強度を再現する事例も多数みられた。GSM や SHIPS や RI インデックスなどの統計力学モデルで再現が難しい急発達を捉えられる可能性を持つので、コンセンサスなどでの活用が検討されている（第 6 章参照）。その一方、誤差は FT=60 までに急速に増加し、その後ほぼ飽和する、バイアスは実況で中心気圧が深まる事例ほど正バイアス（実況より弱め）、強度変化の小さい事例で負バイアス（過発達）といった傾向がある。また、初期値化が不十分な事例（初期時刻で実況と大きな差が生じる）、正常終了しない事例が少なからずあった。実際に CHIPS を利用するには、まず正常終了かつ初期誤差を小さくすることが不可欠である。そのうえで、誤差成長を抑える取り組みが必要である。

いくつかの入力値は気候値や固定値を与えているが、実況（観測）に基づいたデータを与えることによって、以上に示した問題について改善することを検討している。本実験では海洋混合層の厚さや水温成層は気候値で与えているが、実況値を与えることで適切な海洋応答を表現できる。初期の台風構造についても固定値で与えているが、最大風速半径や接線風の広がり（風速をゼロとする半径）を実況に基づいた値を与えることで改善できる可能性がある。

発展として、物理的な方程式及び経験式に基づいて台風強度を推定する手法として、CHIPS よりもさらに簡易である台風強度シミュレータ (Tropical cyclone intensity simulator) が Emanuel (2017) によって提案されている。これは温暖化時の台風最大強度推定が主目的で開発されたものであるが、CHIPS と比べて強度誤差は大差ないことが示されている。予報変数は最大接線風速と内部コアの湿度に相当する変数の 2 つで、解く方程式系は 2 つの常微分方程式となり、CHIPS に比べて簡易であることが明らかである。つまり、方程式系で表現される構造には鉛直構造はなく、半径方向の構造もない。このような簡易な物理的な関係式に基づく台風強度手法を導入することで、コンセンサス予報に独立した情報を与えられる可能性があることから、実現可能性を調査することも 1 つの選択肢である。

参考文献

- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析, *測候時報*, **73**, s1-s18.
- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964: On the Growth of the Hurricane Depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68–75, doi:10.1175/1520-0469(1964)021<0068:OTGOTH>2.0.CO;2
- DeMaria, M., C. R. Sampson, J. A. Knaff, and K. D. Musgrave, 2014: Is Tropical Cyclone Intensity Guidance Improving? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 387–398, doi:10.1175/BAMS-D-12-00240.1
- Emanuel, K., 1989: The finite-amplitude nature of tropical cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 3431–3456, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<3431:TFANOT>2.0.CO;2
- Emanuel, K. A., 1995: The Behavior of a Simple Hurricane Model Using a Convective Scheme Based on Subcloud-Layer Entropy Equilibrium. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3960–3968, doi:10.1175/1520-0469%281995%29052<3960%3ATBOASH>2.0.CO%3B2
- Emanuel, K. A., C. Desautels, C. Holloway, and R. Korty, 2004: Environmental Control of Tropical Cyclone Intensity. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 843–858, doi:10.1175/1520-0469%282004%29061<0843%3AECOTCI>2.0.CO%3B2
- Emanuel, K., and F. Zhang, 2016: On the Predictability and Error Sources of Tropical Cyclone Intensity Forecasts. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 3739–3747, doi:10.1175/JAS-D-16-0100.1
- Gray, W. M., 1968: Global View of Origin of Tropical Disturbances and Storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669–700, doi:10.1175/1520-0493%281968%29096<0669%3AGVOTOO>2.0.CO%3B2
- Ito, K., Y. Ishikawa, Y. Miyamoto, and T. Awaji, 2011: Short-Time-Scale Processes in a Mature Hurricane as a Response to Sea Surface Fluctuations. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2250–2272, doi:10.1175/JAS-D-10-05022.1
- Levitus, S., 1982: *Climatological Atlas of the World Ocean*, NOAA Prof. Paper 13, 173 pp.
- Marks, F. and N. P. Kurkowski, 2018: Update on NOAA’s Hurricane Forecast Improvement Project: Proposed Framework for Addressing Section 104 of the Weather Research Forecasting Innovation Act of 2017, TCORF2018, [Available online at https://www.ofcm.gov/meetings/TCORF/ihc18/session_7/7-1-presentation.pdf]
- Miyamoto, Y., and T. Takemi, 2013: A transition mechanism for the axisymmetric spontaneous intensification of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 112–129, doi:10.1175/JAS-D-11-0285.1
- Rotunno, R., and K. A. Emanuel, 1987: An air-sea interaction theory for tropical cyclones, Part II: Evolutionary study using axisymmetric nonhydrostatic numerical model. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 542–561, doi:10.1175/1520-0469%281987%29044<0542%3AAAITFT>2.0.CO%3B2
- Sampson, C., and Jo. Knaff, 2014: Advances in Intensity Guidance, *WMO 8th International Workshop on Tropical Cyclones (IWTC-8)*, 26pp. [Available online at http://www.wmo.int/pages/prog/arep/wwrp/new/documents/Topic2.7_AdvancesinIntensityGuidance.pdf]
- Schade, L. R., and K. A. Emanuel, 1999: The Ocean’s Effect on the Intensity of Tropical Cyclones: Results from a Simple Coupled Atmosphere-Ocean Model. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 642–651, doi:10.1175/1520-0469%281999%29056<0642%3ATOSEOT>2.0.CO%3B2
- Yablonsky, R., and I. Ginis, 2009: Limitation of one-dimensional ocean models for coupled hurricane–ocean model forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 4410–4419, doi:10.1175/2009MWR2863.1