

3. 温暖化による台風強度の変化とその影響への適応

筒井 純一^{1*}

¹ 電力中央研究所 環境科学研究所 (〒270-1194 千葉県我孫子市我孫子 1646)

*E-mail: tsutsui@criepi.denken.or.jp

台風の最大潜在強度 (MPI) と一般的な降水極値の理論に基づき、地球温暖化による台風強度の変化を、全球平均の温度上昇の関数として評価する手法を構築した。MPI の変化は上空の気温偏差に強く依存するため、複数の気候モデル実験から得られる気温偏差の不確実性を評価に取り入れた。1990 年の第 19 号 (Flo) に対する事例研究の結果、同クラスの台風が日本本土に襲撃する場合、現状から全球平均で 1°C 温暖化した環境では、気圧深度が 6.5% 増加し、降水極値が 9.3% 増加すると見込まれた。これらの数値は任意の昇温量に対して不確実性の幅とともに直ちに算出でき、将来の様々な温室効果ガスの排出経路に対する評価が可能となる。本手法で得られる結果は、台風に対する構造物の設計や防災対策の指針に、温暖化影響を考慮するための基礎情報となる。

Key Words: maximum potential intensity, precipitation extreme, adaptation to climate change, Typhoon Flo, extreme event

1. はじめに

地球規模の温暖化が顕在化し、わが国では災害につながる大雨の頻度が増加する傾向が示唆されている¹⁾。一方、大雨をもたらす事象の一つに台風が挙げられるが、台風の活動は自然変動の影響も強く受ける。現段階では、特定の地域に襲撃する台風の頻度について、将来予想される変化を定量的に示すのは困難である²⁾。

将来の台風活動についての不確実性は大きいですが、行動計画を立案する立場では、温暖化の進行に合わせて、台風災害に対する備えを強化するのが合理的な考え方である³⁾。そこで著者は、広域的な熱環境から台風の潜在的な最大強度 (Maximum Potential Intensity; MPI) を見積もる理論モデルに注目し、日本に接近・上陸する台風の強度変化を評価する手法を開発してきた⁴⁾。この手法で得られるのは、理想的な環境で発達可能な最大強度に限定されるが、その情報はリスク管理にとって重要な要素であり、理論的裏付けもある。

本研究では、この手法を応用して、過去の顕著な台風が温暖化した環境で日本に襲撃するという想定で、風速や降水強度にどの程度の変化が生じるか、全球平均の温度上昇の関数として評価する手法を構築する。過去の顕著な台風は、人為的な温暖化に拘らず、相対的に大きな自然の変動の中でごく稀に出現する。そのような事象は、これまで構造物の設計外力や防災対策の指針などに反映されてきた。したがって、顕著な台風に注目した

温暖化影響の情報は、その影響に対する適応策に直結する。風速と降水強度の変化が得られれば、そこから波及する様々な影響は、基本的に、既往の設計指針等にしたがって評価できる。本研究では、構造物の風荷重、高潮、およびダムの設計洪水流量の考え方を取り上げる。

全球平均の温度上昇は、簡易気候モデル、もしくはそれを経済・エネルギーモデルに取り入れた統合評価モデルによって、様々な CO₂ 排出シナリオに対し、不確実性の幅とともに定量化される。様々な温暖化影響に対する適応策は、CO₂ 削減などの温暖化緩和策の進展と関係する。また、CO₂ 排出量の見通しが得られても、予想される温暖化の程度には大きな不確実性がある。したがって、台風強度の変化に対する適応策も、緩和策の進展や気候予測の不確実性を考慮する必要がある。全球平均の温度上昇から台風強度の変化を評価する手法は、緩和策と適応策を統合的に検討する枠組に応用でき、不確実な情報の下での最適な行動計画の策定に役立てられる。

2. 台風強度の評価手法

(1) MPI 理論

本研究は、日本に接近・上陸する台風の理論的な最大強度 (Maximum Potential Intensity, 以下, MPI)⁴⁾ を基礎とする。MPI は Holland⁵⁾ の理論に基づく中心気圧の下限値であり、大規模な熱環境 (海面水温と上空の気温)

から評価される。大規模熱環境のデータには、JRA-25 長期再解析⁶⁾、および CMIP3 マルチモデル気候実験⁷⁾を参照する。前者は現状気候値(1979–2004年平均)として用い、後者は温暖化に伴う上空の気温変化と、そのモデル間のばらつきを考慮した不確実性の評価に用いる。

温暖化による対流圏の気温偏差は、熱帯では上空に向かって拡大する。この傾向は、熱帯の湿潤断熱的な気温分布の性質から説明されるが、上空の気温偏差の大きさは、温暖化予測に使われる気候モデル間でばらつきがある。温暖化による MPI の変化は上空の気温偏差に依存するため、そのばらつきは台風の強大化を左右する主要な不確実要因である。台風等の熱帯低気圧の MPI を評価するには、大気・海洋間のエネルギー平衡に基づく Emanuel^{8,9)}の理論も使われる。これに対し、本研究では、上空の気温偏差を直接的に考慮できることから、Holland の理論を用いている。

Holland の MPI は中心気圧で表され、次式で表される静力学平衡に基づく気圧深度から評価される。

$$\delta p_c = \frac{p_s}{T_v(p_s)} \int_{p_s}^{p_t} \delta T_v d \log p \quad (1)$$

ここで、 δp_c は気圧深度(台風周辺の海面気圧から中心気圧 p_c を引いた差)、 p は気圧(鉛直方向の独立変数)、 p_s は地表気圧、 p_t は台風の上端における気圧、 T_v は仮温度、 δT_v はその偏差(台風の周辺環境との差)である。仮温度とは、水蒸気を含む空気の状態方程式を簡便に扱うために導入される仮想的な温度であり、気温 T と水蒸気混合比 r_v を用いて、近似的に $T(1+0.61r_v)$ と表される。

台風の上空では周囲と比べて気温が高い暖気核構造($\delta T_v > 0$)となっており、その度合いが大きいほど気圧深度が大きくなる。暖気核構造は、暖かい海洋から蒸発した水蒸気が上空で凝結する際に放出する潜熱と、台風の眼で生じる乾燥した下降流に起因する。Holland の MPI では、これらの効果が適切にモデル化され、与えられた環境の海面水温と上空の気温に対して、 δT_v の鉛直分布が決定される。潜熱の供給をもたらす水蒸気は海面水温が高いほど多くなり、 δT_v は上空の環境気温が低いほど大きくなる。したがって、海面水温が高いほど、また上空の環境気温が低いほど、気圧深度は増大する(中心気圧で表される MPI の値は低下する)。なお、MPI の計算には、台風の発生・発達を妨げる力学的な効果や、台風に起因する海洋の湧昇流による水温低下の効果は考慮されない。実際の台風は、必ずしも MPI の強度まで発達するわけではないが、MPI の気候値(30年程度の平均)は、日本近海を含む広い緯度帯で、実台風の中心気圧の下限値と整合することが確認されている⁴⁾。

(2) 降水極値

台風域内の強い降水は、水蒸気供給と大気安定度に関係する複雑な物理過程や、周辺の気象場や地形との相互作用などが関与し、非常に複雑である。ここでは、降水現象の詳細は扱わず、大規模な熱環境の変化に起因する降水強度の変化のみに注目する。

大気中の水蒸気量は気温が高いほど多くなるので、強い降水をもたらす事象は温暖化によってさらに強度が増すと予想される。強い降水が生じる時の水蒸気量は飽和値に近いと考えられ、良く知られている気温と飽和水蒸気圧の関係から、降水強度の変化を水蒸気量の変化から見積もることができる。ここでは、より現象に即した考え方として、水蒸気量の変化に加えて上昇流の効果も考慮した O'Gorman and Schneider¹⁰⁾による手法に基づき、台風に伴う降水強度の変化を MPI の変化と関連づける。

この手法では、上空の凝結率(単位時間当たりの凝結量) c を

$$c = -\omega \left. \frac{dq_s}{dp} \right|_{\theta^*} \quad (2)$$

と表し、空気質量で重みづけした c の鉛直積分

$$P_e = - \left\{ \omega_e \left. \frac{dq_s}{dp} \right|_{\theta^*, T_e} \right\} \quad (3)$$

によって降水極値 P_e を表す。ここで、 ω は上昇流の鉛直気圧速度(dp/dt , t は時間)、 q_s は飽和比湿、 q_s の p に関する微分は、飽和相当温位 θ^* 一定の湿潤断熱線に沿って行う。相当温位は湿潤断熱過程で不変量となるように定義された温度である。式(2)は、上昇流の中で飽和量が維持されるように水蒸気が凝結することを表し、 c は ω の絶対値が大きい(強い上昇流)ほど大きくなる。O'Gorman and Schneider¹⁰⁾では、 P_e が高パーセンタイルに対応する降水強度と定義されたが、ここでは P_e を特定の顕著事象の降水強度とする。 ω_e と T_e は、 P_e の事象に対応する鉛直気圧速度と大気下層の気温(θ^* は T_e に依存)、 $\{ \}$ は上昇流(ω が負)の範囲にわたる鉛直積分を表す。

ω_e は、解像度の粗い再解析や気候モデルの出力データで評価するため、凝結した水蒸気の再蒸発による下降流の寄与なども含む、ある程度広い領域を代表する正味の上昇流速度と解釈する。 T_e は 800 hPa の気温で評価する。この鉛直レベルは標準大気で約 2 km の高度に相当し、大気中の水蒸気量を鉛直方向に等分する高度に近い。 q_s の T_e に関する変化率は、上部対流圏では比較的大きな値となるが、大半の水蒸気が含まれる下部対流圏では小さくなり、800 hPa では 7°C^{-1} 程度である。また、空気質量で重みづけした q_s の鉛直積分量(可降水量と呼ばれる)については、 T_e に対する変化率が 8°C^{-1} 程度である。一方、 P_e に関係する dq_s/dp の変化率は、

下部対流圏の典型的な値が $3\%^\circ\text{C}^{-1}$ 程度である。したがって、温暖化による降水極値の増加は、飽和比湿や可降水量の変化ほど急激ではない。ただし、 dq_s/dp の変化率が上空に向かって増加するので、台風のような背の高い擾乱の場合は、後述するように、 $3\%^\circ\text{C}^{-1}$ より大きくなる。この変化率の大きさは ω_e の鉛直分布に依存する。

式(3)の評価に必要なものは ω_e と T_e であり、本研究では対象とする顕著事象に応じて設定する。温暖化による P_e の変化は、渦の強化に伴って水蒸気の輸送量が増加する力学的効果と、気温が高くなって大気中に含まれる水蒸気量が増加する熱力学的効果に分けられる。式(3)の中では、 ω_e に台風強度に関係する力学的効果が反映され、 T_e を介した dq_s/dp の変化に熱力学的効果が反映される。前者は次節で述べるように MPI の変化と関連づける。後者は、パターンスケールリングによって全球平均の温度上昇から見積もる。

(3) 風速のスケールリング

以下では、台風域内の代表的な風速を δp_c と関連づけることにより、中心付近の風速および上昇流の変化率を δp_c の変化率でスケールリングする。

台風域内の風速は軸対称の傾度風で近似される。傾度風の前提となる気圧傾度力、コリオリ力、および遠心力の釣り合いは、円筒座標系 (r, θ) を用いて、

$$\frac{v_\theta^2}{r} + f v_\theta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} \quad (4)$$

と表される。ここで、 v_θ は反時計回りを正とする接線風速、 f はコリオリ係数、 ρ は空気の密度である。この式は、静力学平衡を考慮して、絶対角運動量の鉛直勾配と気温の水平勾配との関係に変形される¹¹⁾。

$$\frac{1}{r^3} \frac{\partial M_\theta^2}{\partial z^*} = \frac{R}{H} \frac{\partial T}{\partial r} \quad (5)$$

ここで、 M_θ は $v_\theta r + f r^2/2$ で定義される絶対角運動量、 z^* は対数気圧系での鉛直座標、 R は乾燥空気の気体定数、 H は $R\bar{T}/g$ で定義されるスケールハイト ($\bar{T}$ は地球の平均気温、 g は重力加速度) である。 z^* は $-H \log(p/p_s)$ で定義される。

Holland の MPI 理論では、式(1)で表されるように、気温偏差を気圧の対数で積分した量が気圧深度の目安となる。したがって、温暖化による気圧深度の変化から式(5)に基づいて風速の変化も評価できる。暖気核構造の風速場 (大気境界層の上端で最大、上空に向かって減少) を考慮して $\partial M/\partial z^* \sim v_\theta r/H$ を仮定し、式(5)を r について積分して、暖気核構造の気温偏差 δT を

$$\delta T \sim \frac{UL}{R} \left(f + \frac{2U}{L} \right) \quad (6)$$

のように近似する。ここで、 U は代表風速 (最大風速と見なす)、 L は代表長さである。温暖化しても台風の水平規模は変わらない (L は一定) と仮定して、上式の対数微分をとり、式(1)で δT と δp_c が近似的に比例関係にあることを考慮すると

$$\frac{\Delta(\delta p_c)}{\delta p_c} = \left[1 + \frac{1}{1 + fL/(2U)} \right] \frac{\Delta U}{U} \quad (7)$$

を得る。左辺 [] 中に含まれる $U/(fL)$ はロスビー数と呼ばれる無次元量で、台風の場合は1より大きい値である (コリオリ力に比べて慣性力が大きい)。したがって、[] 内は2弱の大きさであり、風速の変化率は δp_c の変化率の0.5強である。傾度風と地上風の比例関係を仮定すると、この割合は、西部北太平洋の最大地上風速と中心気圧の関係¹²⁾を参照し、風速を δp_c のべき乗で近似した結果から、0.53と見込まれる。

以上により、MPIと風速の変化率が関係づけられる。降水極値の計算に必要な ω_e の変化率は、連続式を根拠として風速の変化率で代替する。すなわち、温暖化した気候における ω_e は、現状気候の鉛直分布に風速の変化率を乗じた値とする。温暖化によって ω_e の鉛直分布構造が変化することも考えられるが、本研究では、簡単のため、分布形状は現状のままと仮定する。

3. 典型事例に対する評価

(1) 対象事例

日本に上陸した顕著な台風事例から、記録的な大雨をもたらした1990年の第19号 (国際名 Flo, 図-1) を取り上げる。この台風は北西に進みながら急発達し、9月17日00UTCに沖縄付近で最低中心気圧890 hPaを記録した。その後は進路を北東に転じ、19日20時頃 (日本時間) 和歌山県に上陸した。上陸時の中心気圧は945 hPaであった。台風接近前から秋雨前線の影響があり、期間全体 (9月12-13日, 15日, 17-20日) の降水量は四国と近畿の一部で1,100 mmを上回っている¹³⁾。気象庁 AMeDAS の観測結果によると、台風が上陸した19日の日降水量は、奈良県日出岳の638 mmを最大に、230地点で100 mm以上が記録され、大雨の範囲は全国におよんでいる。

JRA-25の6時間間隔の解析値では、Floに伴う降水 (当該時刻までの6時間積算値) は上陸直前の9月19日00UTC頃に最大となる。本研究ではこの時点の評価対象とする。JRA-25データ (1.1°格子の平均) の降水強度の最大値は241 mm d^{-1} (6時間積算値を単位換算) であり、その位置は上昇流が最大となる地点とほぼ一致する。図-1には上昇流が最大となる格子点 (32.0°N,

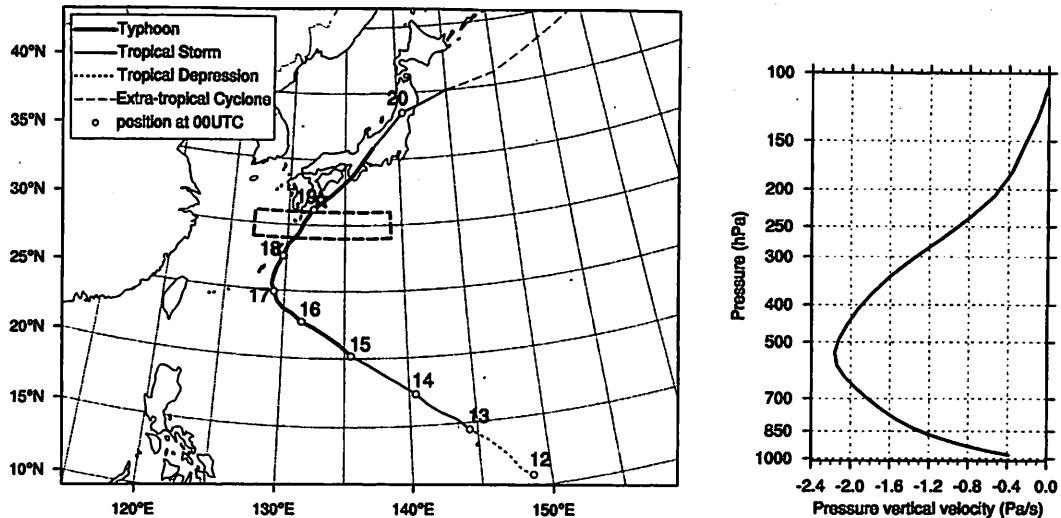


図-1 Flo (1990年の台風第19号) の移動経路と強度階級の変遷 (左図), および19日00UTCの上昇流極大地点 (地図上の星印, 32.0°N, 132.8°E) における ω の鉛直分布 (右図, 式(3)の ω_e に適用). 地図上の破線で囲まれる矩形領域は, MPIの計算と T_e の評価で参照する領域.

132.8°E) における ω の鉛直分布を示している. 式(3)の ω_e にはこの鉛直分布を用いる. 上昇流($\omega < 0$)は対流圏全域にわたっており, 500 hPa付近で最大となる.

式(3)の T_e は, 上昇流の元になる空気塊の温度であり, 暖湿流が南方から吹き込むことを考慮して, 29–31°N, 127–139°Eの領域 (図-1に示される破線で囲まれる矩形領域) における8–9月の気候値で評価する. JRA-25の現状気候値では T_e は288.9 Kであり, 上記の ω_e を用いて式(3)を計算すると, P_e は260 mm d⁻¹となる. この値はJRA-25の最大降水強度に近いことから, 温暖化による変化の前提となる現状気候の値としては妥当と判断される. T_e の設定に任意性があるが, 温暖化による P_e の変化率は T_e の値にほとんど依存しない.

整合性を保つため, MPIの計算に用いる入力データ (海面気圧, 海面水温, 上空気温) にも, T_e と同様の現状気候値を用いる. この場合, 海面水温は28.3°Cであり, MPIは944 hPa (δp_c は65 hPa) となり, Floの上陸時の中心気圧に近い値が得られる.

(2) パターンスケールリングと評価結果

現状を基準とする地表温度上昇の全球年平均値を $\Delta \bar{T}_s$ とする. 任意の $\Delta \bar{T}_s$ に対してFloの気圧深度 δp_c と降水極値 P_e の変化を評価するには, 対象地域の海面水温と上空の気温について, 現状気候からの偏差を設定する必要がある. 本研究では, CMIP3 マルチモデル気候実験のアンサンブル平均を基準分布として, 単純な比例調節によって対象地域の温度偏差を設定する. CMIP3 データは利用可能な23種類の気候モデルを利用し, 次の手順で基準分布を作成する.

1. 個々の気候モデルについて, SRES¹⁴⁾ A1B シナリ

オの2080–99年と20世紀再現ケースの1980–99年に対し, 地表温度と気温の月別気候値を作成する.

2. 2080–99年気候値から1980–99年気候値を引き, 現状 (1980–99年) を基準とする2080–99年の偏差を求め, 共通の緯度・経度格子 (4° × 2° を使用) に内挿する.
3. 地表温度偏差については, モデル間アンサンブル平均を計算し, 結果を全球年平均値で割って基準化する. アンサンブル平均には全てのモデルを用いる.
4. 気温偏差については, 各モデルの気温偏差を月・格子点別に地表温度偏差で割って基準化する.
5. 基準化された気温偏差のモデル間アンサンブル平均を計算する. アンサンブル平均は, 全てのモデル, 対流圏上層の偏差が大きい6モデル, 同偏差が小さい6モデルの3通りを計算する. これらの6モデルの選択は, 月・格子点別に行う.

上陸直前のFloの熱環境を代表する領域 (図-1の地図上の破線領域) では, 8–9月の平均で, 地表温度 (海面水温) の基準偏差は0.86程度であり, 気温の基準偏差は図-2に示す分布となる (いずれも無次元量). 200 hPaレベルの気温偏差の基準値は, 全てのCMIP3モデルの平均が2.4であるのに対し, 偏差の大きいモデルと小さいモデルの平均は3.0と2.0である. $\Delta \bar{T}_s$ が与えられれば, その値に地表温度の基準偏差 (0.86) を掛けた値が海面水温偏差となり, さらにその水温偏差で図-2の分布をスケールリングすることで上空の気温偏差が得られる.

任意の $\Delta \bar{T}_s$ に対する δp_c と P_e の変化率は次の手順で求められる.

1. 与えられた $\Delta \bar{T}_s$ に対し, 対象とする月・格子点にお

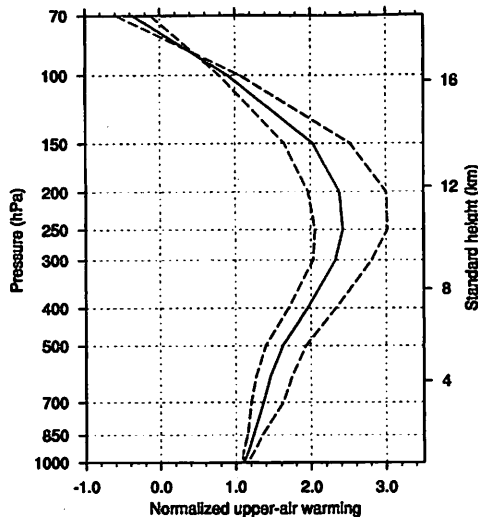


図-2 上空気温の基準偏差。8-9月、29-31°N、127-139°Eの平均。実線はCMIP3の全てのモデルの平均、破線は200 hPaの気温偏差が大きい6モデルと小さい6モデルのそれぞれの平均。

ける地表温度と気温の偏差を求める。格子点は海洋上に位置するものだけを参照する。

2. 現状気候の地表温度と気温にそれぞれの温暖化偏差を加えた結果からMPIを計算し、 δp_c の変化率を求める。
3. 中心付近の最大風速の変化率を δp_c の変化率の0.53倍と見積もる。
4. 現状気候の ω_e に風速の変化率に相当する変化を加え、現状気候の T_e に800 hPaの気温偏差（全てのモデルのアンサンブル平均）を加える。両者を用いて P_e を計算し、現状気候に対する変化率を求める。

CMIP3のモデル間のばらつきは、上空の気温偏差のみ考慮している。温暖化によるMPIの変化は、海面水温に加えて上空の気温偏差にも大きく左右される。本研究では、気温偏差に全てのモデルの平均を用いて得られる値を最良推定値とし、偏差の大きい方と小さい方の6モデルの平均を用いて得られる値は、不確実性の幅の目安とする。海面水温や T_e を決める大気下層の気温の偏差については、気候感度に関係する不確実性が支配的と考え、入力値の $\Delta \bar{T}_s$ の不確実性として扱う。ここで、気候感度は外部強制力に対する気候系の応答の大きさを表す指標で、次項ではCO₂濃度倍増による地表温度上昇の平衡状態における全球平均値（平衡気候感度）として言及する。

典型的な場合として、 $\Delta \bar{T}_s$ が1°Cと2°Cの場合の結果を表-1に示す。1°Cの場合は、最良推定値で δp_c が6.5%増、 P_e が9.3%増であり、2°Cの場合はほぼ倍の変化となる。 δp_c の不確実性の幅は、現状に対して僅かに減少する変化から最良推定値の2倍弱の範囲におよぶ。

表-1 上陸直前のFl₀に関する δp_c と P_e の変化率の例。[]内は上空の気温偏差に関する不確実性の幅。 P_e (*)の欄の値は、 δp_c が一定の場合に熱力学的効果のみで生じる変化率を表す。

$\Delta \bar{T}_s$ (°C)	δp_c (%)	P_e (%)	P_e (*) (%)
1.0	6.5 [-1.6, 12.2]	9.3 [4.7, 12.4]	5.6
2.0	14.2 [-2.7, 26.1]	19.7 [9.8, 26.8]	11.3

最良推定値に対する若干の非対称性は、図-2に示される気温偏差の基準値で、偏差の大きい6モデル平均の偏りが大きいことに対応する。

西部北太平洋の広い範囲でMPIの変化を評価した結果⁴⁾では、0.5、1.0、2.0°Cの海面水温上昇に対し、 δp_c の変化率は平均して3.6%、8.4%、19%である。この関係は、観測データや本格的な数値モデル実験による代表的な既往研究^{15,16,17)}と概ね整合する。本研究の対象領域における海面水温の変化は $\Delta \bar{T}_s$ の0.86倍であり、表-1に示す結果は、より広域の平均的な変化傾向に近い。

$\Delta \bar{T}_s$ に対する P_e の変化は、熱力学的効果だけで1°Cにつき5.6%である。これは、大気下層の dq_s/dp の典型的な値(3%)よりは大きい、 q_s やその鉛直積分値である可降水量の変化(7-8%)よりは小さい。 δp_c の変化に相当する力学的効果が加わると、最良推定値の場合、1°Cにつき10%程度の増加が目安となる。飽和水蒸気量は温暖化によって確実に増加するため、 δp_c と比べて P_e の不確実性の幅は相対的に小さい。

(3) 代表濃度経路に対する評価

前項で述べた手順を簡易気候モデルと組み合わせ、任意のシナリオに対して δp_c と P_e の経年変化を評価することができる。ここでは、IPCC第5次評価報告書に向けた気候予測実験で使われる代表濃度経路（Representative Concentration Pathway、以下、RCP）に対して評価した結果を示す。RCPは気候予測の入力条件となるもので、放射強制力の異なる4種類の経路が設定されている¹⁸⁾。

複雑な気候モデルでは、気候感度などのモデルの基本特性は、気候形成に関わる素過程をできるだけ精密に計算した結果として得られる。計算方法に多くの自由度があるため、複数のモデルの結果には少なからずばらつきがある。一方、簡易モデルでは、気候感度などの基本特性は、外生的に与えるパラメーターによって決定される。不確実性の範囲の中で、通常は平均的な値を設定するが、確率的な情報を導出するために多数のパラメーターの組み合わせで評価することも可能である。

現状気候の基準年を1990年とし、簡易気候モデルで計算された地表温度変化から1990年基準の偏差を計算して $\Delta \bar{T}_s$ を求め、 δp_c と P_e の変化率を計算した結果を図-3に示す。簡易気候モデルにはSEEPLUS¹⁹⁾を用い、

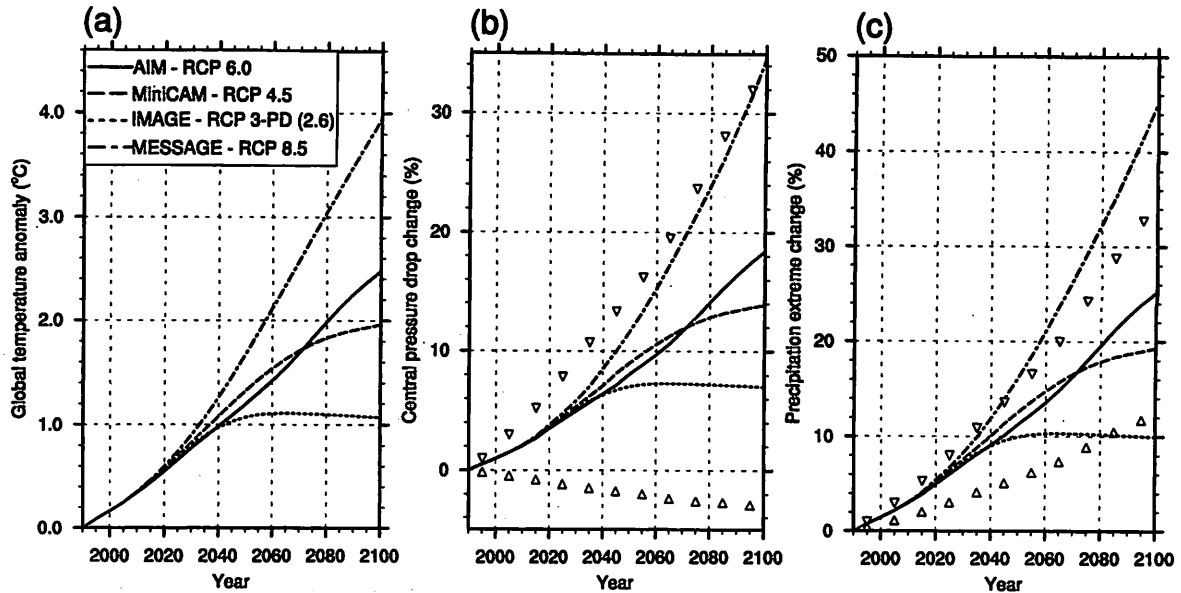


図-3 RCPの4経路に対する $\Delta \bar{T}_s$ (a), 上陸直前のFloに関する δp_c と P_e の変化率(b, c). (b)と(c)では, RCP 6.0の場合のみ δp_c に関する不確実性の幅をマーカで示す. 凡例に含まれる数値は, 2100年以降の放射強制力(単位: W m^{-2})の目安を意味する.

気候感度はIPCC第4次評価報告書²⁰⁾で最良推定値とされる 3°C に設定している. 4種類のRCPのうち, RCP 6.0(2100年以降に放射強制力 6.0 W m^{-2} 程度で安定化)のみ, δp_c に関する不確実性の幅を示している. 4種類のRCPに対する $\Delta \bar{T}_s$ は, 21世紀前半は経路間の違いが小さいが, 2100年時点で 3°C 程度の開きとなる. 表-1に含まれる $\Delta \bar{T}_s$ が 1°C の結果は, いずれの経路も2040年頃に相当する. $\Delta \bar{T}_s$ が 2°C の結果は, RCP 8.5が2055年, RCP 6.0が2080年, RCP 4.5が2100年頃に相当する. RCP 3-PD(2.6)は2040年頃からほとんど変化しない. ただし, このような年代の解釈は, 気候感度に強く依存することに注意が必要である.

4種類の経路の上限と下限は, 既往の排出シナリオの大部分を包含するように決められている. その経路の違いと比べて, 台風強度の変化に関する不確実性の幅はさらに大きい. 一般に強い台風は温暖化によってさらに強くなると考えられるが, 不確実性の範囲内では, ほとんど変化しない可能性や最良推定値の2倍程度の変化が生じる可能性もある. 一方, 降水極値の変化については, 台風強度に関する不確実性の影響は, 2100年時点ではRCPの経路の違いより小さい. このような比較結果は, 温暖化対策の優先順位を決める上で有用である.

なお, ここでは簡易気候モデルで $\Delta \bar{T}_s$ を計算したが, 大気・海洋結合大循環モデルなどの本格的な数値実験結果を参照して, $\Delta \bar{T}_s$ を与えても良い. また, 気候感度をパラメータで与える簡易気候モデルの場合は, 気候感度を確率変数として扱い, その不確実性を考慮したリスク評価への応用も可能となる.

4. 温暖化適応策のための応用

(1) 構造物の風荷重

橋梁や送電鉄塔などの構造物に対する台風の風荷重は, 台風の移動を考慮した傾度風モデル^{21,22)}によって評価されることが多い. 地表摩擦の影響を受ける地上風は, 経験的な方法によって傾度風から換算される²³⁾. 傾度風モデルの諸元は, 過去の台風記録に基づいて確率変数として扱い, モンテカルロシミュレーションによって対象地点における風速の確率分布を求めることもできる.

傾度風モデルでは, 軸対称の地表気圧分布モデルを用いて, 式(4)の右辺(気圧傾度力)を評価し, さらに移動する擾乱に対する流跡線と流線の曲率半径の関係¹¹⁾

$$R_s = R_t \left(1 - \frac{V_c \cos \gamma}{v_\theta} \right) \quad (8)$$

を考慮して, 式(4)の左辺第1項(遠心力)の r を流跡線の曲率半径 R_t で評価する. ここで, R_s は流線の曲率半径, V_c は台風の移動速度, γ は流線と台風の移動方向のなす角である. 式(8)を用いる代わりに, 台風の移動に伴う風をモデル化して, 傾度風に重ね合わせる方法もある.

地表気圧分布には, Schloemer²⁴⁾のモデル

$$p_s = p_c + \delta p_c \exp \left(-\frac{r_m}{r} \right) \quad (9)$$

がしばしば使われる. ここで r_m は最大旋衡風速半径である. この気圧分布モデルを用いると, 移動する台風

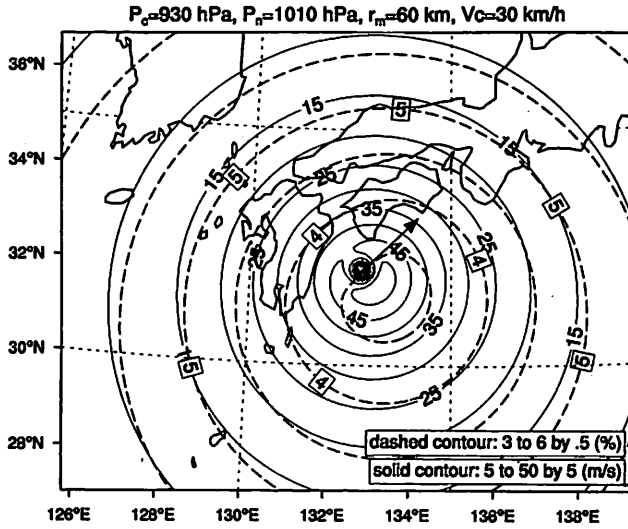


図-4 移動する台風に伴う傾度風の例。 $p_c=930$ hPa, $\delta p_c=80$ hPa, $r_m=60$ km, $V_c=30$ kmh⁻¹ (進路は北東) の場合。実線は風速、破線は δp_c の変化率が6.5%に対応する風速の変化率(%)を表す。

伴う傾度風の風速を求める式として

$$v_\theta = \frac{fr - V_c \cos \gamma}{2} \left[-1 + \sqrt{1 + \frac{4rG}{(fr - V_c \cos \gamma)^2}} \right] \quad (10)$$

を得る。ここで G は

$$G = \frac{1}{\rho} \delta p_c \frac{r_m}{r^2} \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right) \quad (11)$$

で表される気圧傾度力である。

上式を用いて計算される台風域内の傾度風の例を図-4に示す。中心付近は軸対称からのずれが大きく、経験的に知られるように、最大風速が台風の進行方向に対して右側に位置する分布となる。なお、日本に接近・上陸する台風は、温帯低気圧の遷移過程にあるものが多く、地形の影響などもあって、実際の風速は、図に示されるような分布とは大きく異なる。

温暖化による変化は、 δp_c の変化を式(9)に適用して評価できる。図-4には、 ΔT_s が1°Cに対応する、 δp_c の変化率6.5% (表-1) の場合の風速の変化率も示している。先に代表風速の変化率は δp_c の変化率の0.5強と見積もったが、この比率に相当する3.5%程度の変化率となるのは、最大風速が生じる中心付近の比較的狭い範囲に限られる。強風域の大半は4-5%の変化率であり、 δp_c の変化率に対する割合は0.6-0.8程度となる。

温暖化によって、台風の移動速度や温帯低気圧に遷移する緯度帯が変化する可能性もあるが、現段階ではほとんど研究されていない。また、台風の頻度や移動方向などは、自然変動が卓越するため、現状では温暖化による変化を評価する合理的な方法はない。したがって、傾度風モデルに含まれる δp_c 以外のパラメータは、現状気候

のままとしておくのが妥当である。ただし、台風の観測記録は、年を追う毎に蓄積されており、確率モデルのパラメータを適切に更新することは必要である。

(2) 高潮

高潮は様々な原因で生じるが、ここでは、気圧低下による吸い上げ効果と強風による吹き寄せ効果を対象とする。

高潮は外力となる地表気圧と海上風が与えられれば、浅水長波方程式などに基づく数値モデルを用いて計算できる。外力には前節で述べた傾度風モデルが適用でき、例えば、検討対象の湾で最も高潮が大きくなるように台風の移動経路を設定し、その「最悪」経路について温暖化影響を評価するといった検討に利用できる²⁵⁾。より本格的には、台風を表現できる高解像度の気象モデルと自由水面を扱える海洋モデルを結合した数値モデルも使われる^{26,27)}。このような複雑な数値モデルを用いると、過去の事例を詳細に調査できる。ただし、温暖化による気象場の変化の設定に大きな自由度があり、モデルの不確実性や自然変動の影響もあって、必ずしも適切な評価が得られるとは限らない。

これらの数値実験手法のうち、外力となる気象場を傾度風モデルなどで与える場合は、そのパラメータ設定に、台風強度(δp_c)の変化傾向を反映できる。一方、外力も気象モデルで計算する場合は、以下に述べるように、 δp_c から得られる情報を高潮の理論に立脚した簡略化されたモデル²⁸⁾に適用することで、数値実験結果の解釈に役立てることができる。

吸い上げ効果は、気圧低下 δp に対する静力学平衡

$$\zeta_p = -\delta p / (\rho_w g) \quad (12)$$

から、1 hPa の気圧低下が1 cm 程度の水位上昇に寄与すると見込まれる。ここで、 ζ_p は吸い上げ効果による高潮偏差、 ρ_w は海水密度である。一方、吹き寄せ効果は、水深一定の一次元の湾における海面・海底応力と圧力傾度力の釣り合いから

$$\zeta_w = \frac{k\rho(1+\lambda)L}{\rho_w g} \frac{L}{h} v_s^2 \quad (13)$$

と表せる。ここで、 ζ_w は吹き寄せ効果による水位上昇、 k は海面の粗度に依存する係数(簡単のため風速依存性は無視)、 λ は海底応力を海面応力と関連づける係数、 L は湾の代表長さ(湾口から湾奥までの距離)、 h は水深、 v_s は海上風速である。

吹き寄せ効果は風速の二乗に比例するため、最大風速と δp_c の変化率の関係から、 ζ_w の変化率は δp_c の変化率にほぼ等しいと見積もられる。(風速の変化率が δp_c の変化率の0.53倍とすれば、 ζ_w の変化率は δp_c の変化

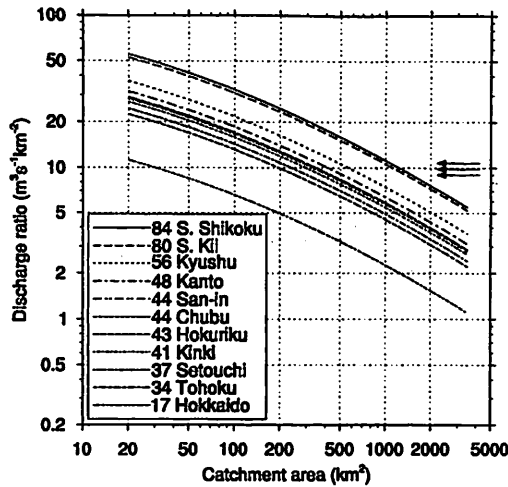


図-5 地域別の比流量と集水面積の関係。凡例に記載した数値は地域係数。矢印は、下から順に、Floの P_e (260 mm d^{-1})に地形増幅率3倍を仮定して比流量に換算した値、およびその1.093倍と1.197倍（それぞれ ΔT_s が1°Cと2°Cの場合の最良推定値に相当）を示す。

率の1.06倍)。吸い上げ効果(ζ_p)も δp_c に比例すると考えられ、結局、両効果を合わせた高潮偏差の変化率は、 δp_c の変化率が目安となる。ただし、吹き寄せが生じる強風が広範囲におよぶ場合は、前項で述べたように、風速の変化率を δp_c の変化率の0.6–0.8程度に割り増しして評価するのが適切である。

(3) ダムの設計洪水流量

ダムの計画では、再現期間200年の洪水流量、既往最大の洪水流量、および類似する流域の観測データを考慮した地域別比流量値が参照され、この中の最大値に基づいて設計洪水水位が決められる²⁹⁾。地域別比流量値は次の式から算出される。

$$Q = CA^{A^{-0.05} - 1} \quad (14)$$

ここで、 Q は比流量（単位： $m^3 s^{-1} km^{-2}$ ）、 C は地域係数、 A は集水面積（単位： km^2 ）である。比流量は単位流域面積当たりの流出量であり、流域内の平均降水強度に対応する。地域係数は11の地域区分で決められており、地域別に図-5に示すような比流量図が得られる。図に示される比流量と集水面積の関係は、クリーガー曲線と呼ばれる。

洪水流量に関する三種類の数値のうち、実際には、地域別比流量値が最大となる場合が多く、その値を決める地域係数は重要な意味をもつ。地域係数は、地域別の観測値を比流量・集水面積の図にプロットし、式(14)の曲線が観測値を包絡するように定められている³⁰⁾。以下では、この地域係数の変化に温暖化による変化を考慮する考え方を述べる。

ある地点の河川流量は、その集水域の降水強度に対応

する。したがって、温暖化による洪水流量の変化は、降水強度の変化に関する情報が基礎となる。式(3)の P_e はある程度広い領域を代表する平均的な降水強度であり、ダムの集水域のように複雑な地形が含まれる局所的な降水極値としては適切でない。ただし、地形による降水強度の増幅特性が明らかであれば、その増幅率が温暖化に依存しないと仮定して、 P_e の変化率をそのまま適用することも可能である。日本列島の地形影響による降雨量の増大については、Floと同様の経路で顕著な大雨をもたらした1979年の第16号(Owen)に関する調査³¹⁾が参考になる。この事例では、台風の進行前面における南東～東南東斜面の降水強度が、海上の降水と見なせる南西諸島の降水強度の2.5–3倍と推定されている。本研究のFloの場合、AMeDAS日雨量の最大値638 mmが広域を代表するJRA-25データの最大値241 mm d^{-1} の2.6倍に当たり、その推定範囲に含まれる。

図-5には、参考として、Floの P_e (260 mm d^{-1})に対する増幅率3倍の比流量値(9.0 $m^3 s^{-1} km^{-2}$)、および ΔT_s が1°Cと2°Cの場合の推定結果を示している。比流量は、1 $m^3 s^{-1} km^{-2} = 3.6 mm h^{-1}$ の関係をを用いて、降水強度から換算される。同一の集水面積に対し、 P_e の変化率は地域係数の変化率に対応する。 ΔT_s が1°C上昇すると、 P_e は10%程度増加するので、地域係数も同程度の増加が見込まれる。Floの事例で日雨量最大値が観測された地点は、地域係数80の紀伊南部に位置する。地域係数に温暖化の影響を考慮すると、 ΔT_s が1°Cの場合の地域係数は88になる。

5. まとめ

台風の最大潜在強度(MPI)と一般的な降水極値の理論に基づき、温暖化による台風強度と降水極値の変化を評価する手法を構築した。この手法は、台風に伴う自然外力について、温暖化の適応策を検討するための有力な手段となる。評価対象の台風強度と降水極値の変化は、全球平均の温度上昇の関数として定式化され、簡易気候モデルや統合評価モデルに組み入れることができる。

極端に強い台風は、温暖化の有無によらず、相対的に大きな自然変動の中でごく稀に発現する事象である。一般に、このような事象の気候変化を数値実験や統計モデルで評価するのは困難である。本研究では、顕著事象の背景的要因となる地球規模の熱環境の変化を理論的に評価することで、この問題に対処した。防災計画や構造物の設計基準の多くが過去の顕著事象に基づくことから、本研究の評価結果は、温暖化に対する適応策の検討に直結する。

適応策の検討では、大規模な数値実験による力学的ダ

ウンスケリングが主流であるが、数値モデルの精度、各種物理過程の計算方式、境界条件の与え方といった不確実性が避けられない。本研究は、台風に関する暴風雨に限定されるものの、現象に即した理論的考察から数値実験結果を解釈する際にも役立つと期待される。

本研究で用いた O'Gorman and Schneider¹⁰⁾ の手法は、降水極値の変化傾向について物理的根拠を与える。特に、台風のような擾乱の強度に関係する力学的効果と、水蒸気量が気温に依存することによる熱力学的効果が分離されている点は有用である。現在のところ台風の強大化は不確実性が大きい、熱力学的効果による寄与分については、比較的高い信頼性をもって適応策に反映することができる。MPI の知見では、対流圏上層の気温変化の度合いが台風強度の変化傾向を左右することが確認されている。複雑な気候モデルによる数値実験結果を解釈する際は、この点に注目することで理解を深めることに役立つ。

本研究では、顕著な大雨をもたらす典型的な台風事例として、1990 年の第 19 号 (Flo) に注目した。現状から全球平均で 1°C 昇温した場合 (2040 年頃に相当)、Flo と同程度の台風は、強度 (δp_c) が 6.5% 増加し、降水極値 (P_e) が 9.3% (うち、熱力学的寄与は 5.6%) 増加すると見込まれる。台風の強度については、マルチモデル気候実験に基づく不確実性の幅が得られ、その結果は、降水極値の不確実性の力学的寄与分に反映される。これらの数値は、任意の昇温量に対して直ちに算出でき、構造物の設計外力などに応用する際も、耐用年数に依らず、将来の様々な発展経路の可能性に対して一般的に利用できる。また、RCP のようなシナリオの違いによる不確実性と、台風の強度変化の不確実性を比較できるのも、相対的な重要度を議論する上で有用である。

Flo は典型的な台風事例であるが、温暖化による降水極値の変化率は、上昇流の鉛直分布構造に依存するため、様々な事例を調査して汎用化を図る必要がある。事例研究を積み重ねることで、例えば、指定期間の再現期待値など、現行の設計基準に対応する任意の降水極値に対して、適切な ω_e と T_e の組み合わせを設定できるようになると期待される。海洋上の広い範囲の降水極値から、複雑な地形の影響を受ける局所的な値への換算についても、より多くの事例調査が必要である。また、温暖化による圏界面高度の変化など、上昇流の鉛直構造に変化が生じる可能性についても検討の余地が残されている。

謝辞: 降水極値の理論的扱いに関して、電力中央研究所の杉山昌広 主任研究員から参考情報を得た。CMIP3 は WCRP (World Climate Research Programme) のプロジェクトであり、そのデータは各国の気候モデリンググルー

プ、米国 PCMDI (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison)、および WCRP の結合モデルに関する作業部会の活動により、研究用に公開されている。ここに記して謝意を表する。

参考文献

- 1) 文部科学省 気象庁 環境省: 温暖化の観測・予測及び影響評価統合レポート「日本の気候変動とその影響」, <http://www.env.go.jp/earth/ondanka/rep091009/full.pdf>, 2009.
- 2) Knutson, T. R., et al.: Tropical cyclones and climate change, *Nature Geoscience*, Vol. 3, pp. 157–163, 2010.
- 3) Grossmann, I. and M. G. Morgan: Tropical cyclones, climate change, and scientific uncertainty: what do we know, what does it mean, and what should be done?, *Clim. Change*, 2011.
- 4) Tsutsui, J.: Changes in potential intensity of tropical cyclones approaching Japan due to anthropogenic warming in sea surface and upper-air temperatures, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 88, pp. 263–284, 2010.
- 5) Holland, G. J.: The maximum potential intensity of tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 54, pp. 2519–2541, 1997.
- 6) Onogi, K., et al.: The JRA-25 reanalysis, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 85, pp. 369–432, 2007.
- 7) Meehl, G. A., et al.: The WCRP CMIP3 multimodel dataset: A new era in climate change research, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 88, pp. 1383–1394, 2007.
- 8) Emanuel, K. A.: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 43, pp. 585–604, 1986.
- 9) Emanuel, K. A.: Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, pp. 3969–3976, 1995.
- 10) O'Gorman, P. A. and T. Schneider: The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change, *Proc. Natl. Acad. Sci., USA*, Vol. 106, pp. 14773–14777, 2009.
- 11) Holton, J. R.: *An introduction to dynamic meteorology*, Academic Press, 3rd edition, 1992.
- 12) Koba, H., T. Hagiwara, S. Osano, and S. Akashi: Relationship between CI number and minimum sea level pressure/maximum wind speed of tropical cyclones, *Geophysical Magazine*, Vol. 44, pp. 15–25, 1991.
- 13) 横山博: 1990 年の日本天候・大雨, *気象*, Vol. 35, No. 2, pp. 12–15, 1991.
- 14) Nakicenovic, N. and R. Swart(eds.): *Emissions scenarios. A special report of working group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, UK, 2000.
- 15) Elsner, J. B., J. P. Kossin, and T. H. Jagger: The increasing intensity of the strongest tropical cyclones, *Nature*, Vol. 455, pp. 92–95, 2008.
- 16) Knutson, T. R. and R. E. Tuleya: Impact of CO₂-induced warming on simulated hurricane intensity and precipitation:

- Sensitivity to the choice of climate model and convective parameterization, *J. Climate*, Vol. 17, pp. 3477–3495, 2004.
- 17) Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki, and A. Noda : Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 84, pp. 259–276, 2006.
 - 18) Moss, R., et al.: *Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies*, Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, 2008.
 - 19) 筒井純一: 温室効果ガスの削減経路を簡易気候モデルで検討するためのウェブアプリケーション, 研究報告 V09016, 電力中央研究所, 2010.
 - 20) IPCC/WG1: *Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, et al. (eds.)]*, Cambridge University Press, 2007.
 - 21) 藤井健・光田寧: 台風の確率モデルの作成とそれによる強風のシミュレーション, 京都大学防災研究所年報, No. 29, B-1, pp. 229–239, 1986.
 - 22) 光田寧・藤井健: 日本南方洋上における台風の確率モデルの作成, 京都大学防災研究所年報, No. 32, B-1, pp. 335–348, 1989.
 - 23) 山崎智之・石川智巳・大熊武司・田村幸雄・北嶋 知樹・中村秀治・加藤央之: 送電用鉄塔の耐風設計のための風向別基本風速に関する検討, 日本風工学会論文集, Vol. 29, No. 3, pp. 19–34, 2004.
 - 24) Schloemer, R. W.: Analysis and synthesis of hurricane and wind patterns over Lake Okechobee, Florida, Hydrometeorological Report 31, U. S. Government Printing Office, No. C30.70:31, 1954.
 - 25) 筒井純一・磯部雅彦: 地球温暖化後の東京湾における高潮の予測, 日本沿岸域会議論文集, Vol. 4, pp. 9–19, 1992.
 - 26) 河合弘泰・中野俊夫・川口浩二・松浦邦明: IAU データ同化手法のメソ気象モデルへの導入と台風 9918 号の海上風・波浪・高潮の追算, 海岸工学論文集, Vol. 53, pp. 381–385, 2006.
 - 27) 金庚玉・李漢洙・M. Haggag・山下隆男: 大気・波浪・海洋結合モデルによるハリケーンカトリナの高潮場のシミュレーション, 海岸工学論文集, Vol. 53, pp. 416–420, 2006.
 - 28) 宇野木早苗: 日本の高潮, 1972 年度水工学に関する夏期研修会講義集, 水工学シリーズ, No. 72-B-3, 土木学会水理委員会, 1972.
 - 29) 国土開発技術研究センター(編): 改定 解説・河川管理施設等構造令, 日本河川協会山海堂, 2000.
 - 30) 裏戸勉: 全国ダム地点地域別比流量図 (1976 年), 土木研究所資料 1247, 土木研究所, 1976.
 - 31) 村松照男: 台風の構造の変化と移動に関する研究 — 台風 7916 の一生 —, 気象研究所技術報告 14, 気象研究所 台風研究部, 1985.

(2011.04.10 受付)

(2011.06.20 受理)

Changes in tropical cyclone intensity due to global warming and adaptation to the impacts of these changes

Junichi TSUTSUI¹

¹Central Research Institute of Electric Power Industry, Environmental Science Research Laboratory

On the basis of theoretical models for the maximum potential intensity (MPI) of tropical cyclones and general precipitation extremes, a simple scheme has been developed to evaluate global-warming-induced changes in tropical cyclone intensity as functions of a globally-averaged surface temperature anomaly. Since MPI changes greatly depend on upper-air temperature anomalies, this scheme takes into consideration the uncertainties of upper-air temperature anomalies obtained from multiple-climate model projections. The results of a case study for Typhoon Flo (1990) have shown that if a similar typhoon hit the main islands of Japan in a globally 1-°C warmed environment, the surface pressure drop and precipitation extreme would increase by 6.5% and 9.3%, respectively. These changes and their uncertainty ranges are easily calculated for arbitrary temperature anomalies, which enables the quantitative assessment of a wide range of emission pathways of greenhouse gases in the future. The basic information required for the design of infrastructure and development of disaster-prevention measures against tropical cyclones in the future can be obtained by employing the proposed scheme.